Periglazial-Erscheinungen auf der Albhochfläche

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung des Grades eines

DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN

der Mathematisch- naturwissenschaftlichen Fakultät

der Eberhard-Karls-Universität

zu Tübingen

vorgelegt von

WERNER WOLFF

aus Heidenheim

1962

7266

Periglazial-Erscheinungen auf der Albhochfläche

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung des Grades eines

DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN

der Mathematisch- naturwissenschaftlichen Fakultät

der Eberhard-Karls-Universität

zu Tübingen

vorgelegt von

WERNER WOLFF

aus Heidenheim

1962

Tag der mündlichen Prüfung: 28. Juni 1962

Dekan: Prof. Dr. K. Grell

1.Berichterstatter: Prof. Dr. H. Wilhelmy

2.Berichterstatter: Prof. Dr. Fr. Huttenlocher

Inhalt:

	Seite
Vorwort	5
Einleitung	6
a) Historisches zur Eiszeitforschung auf der Schwäbischen Alb	6
b) Die Eignung der Schwäbischen Alb für die Ausbildung eiszeitlicher Formen	8
α) Lage, Höhenlage und Klima der Schwäb. Alb	9
β) Bau und Baumaterial der Schwäb. Alb	10
I. Die Firn- Nischen der Schwäbischen Alb	13
1.) Morphographie der Hohlformen	13
2.) Mögliche Entstehungsweisen für Hohlformen	16
a) Karsthohlformen	16
b) Quellmulden	17
c) Flußschlingen	17
d) Weiß- Jura- ζ - Schüsseln	18
e) Eiszeitliche Schnee- Anwehung	18
3.) Die Genese der Firn- Nischen	19
4.) Nomenklatur	24
5.) Verbreitung der Firn- Nischen	24
II. Frostschutt und Bodenfrosterscheinungen auf der Albhochfläche	27
1.) Der Blockschutt	27
2.) Bewegungs- und Fließstrukturen im Blockschutt	28
3.) Pleistozäner Flugsand auf der Albhochfläche	35
4.) Der Bergkies	37
5.) Datierung von Bergkies und Blockschutt	43
6.) Abhängigkeit der Schuttbeschaffenheit vom Ausgangsgestein	44
7.) Eiskeile auf der Albhochfläche	44
8.) Materialsortierung in Karstschlotten	47
9.) Schichtaufbiegung an Klüften (Stiche)	49
10.) Morphologische Auswirkungen der Solifluktion	52

Seite

III. Die asymmetrischen Täler der Hohen Schwabenalb (SW- Alb) 55
1.) Allgemeine Übersicht und Verteilung 55
2.) Die Steilhangexposition in Abhängigkeit von der Höhenlage 57
3.) Gestalt und Untergrund der asymmetr. Täler 60
4.) Die Entstehung der asymmetrischen Täler 63
5.) Asymmetriegrad und Auslage 69
6.) Asymmetriegrad und Gestein 72
7.) Einzelbeschreibungen 73
a) Tal mit N-O-Asymmetrie: Das Pfaffental 73
b) Tal mit S-W-Asymmetrie: Das Tal westlich Kaiseringen 74
c) Petrographisch bedingtes asymmetrisches Tal: Das Weintal nordöstlich Unterschmeien 75

Zusammenfassung 77
Anhang: I. Verzeichnis der Firn- Nischen der Albhochfläche 79
II. Verzeichnis der Frostbodenerscheinungen 84
III. Verzeichnis der asymmetrischen Täler 86

Auszug aus dem Literaturverzeichnis 91
Benutzte Karten 102
Lebenslauf 103

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. Dr. Huttenlocher. Das Ziel der Arbeit ist es, einen Beitrag zur Erforschung der in den pleistozänen Kaltzeiten unmittelbar durch Schnee, Bodenfrost und Solifluktion bedingten Überformung der Albhochfläche zu leisten.

Den Herren Prof. Dr. Huttenlocher und Prof. Dr. Wilhelmy bin ich für ihre Ratschläge zu Dank verpflichtet.

Hinweise gaben mir auch die Herren Prof. Dr. Riek vom Institut für Vor- und Frühgeschichte an der Universität Tübingen, Dr. Müller und Dr. Schädel vom geologischen Landesamt Stuttgart bzw. Freiburg. Die Untersuchung eines Flugsandfundes durch Herrn Dr. Lodemann im geologischen Institut der Universität Tübingen hat Herr Prof. Dr. Wagner Tübingen vermittelt. Eine andere Sandprobe haben die Herren Dr. Weippert und Dr. Rudolf untersucht. Fruchtbar waren auch Diskussionen mit Kollegen des geographischen Instituts der Universität Tübingen, besonders mit Herrn cand. rer. nat. Glökler. Allen diesen Herren sei an dieser Stelle aufrichtig gedankt.

Dank schulde ich auch Herrn General Lecomte und Herrn Oberstleutnant Graf v. Ingelheim, die mir die Genehmigung erteilten den Truppenübungsplatz Heuberg zu begehen.

Einleitung

a) Historisches zur Eiszeitforschung auf der Schwäbischen Alb.

Nachdem in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts die großen Schutt- und Schottermassen in Norddeutschland und im Alpenvorland als Ablagerungen der pleistozänen Inlandeismassen bzw. deren Schmelzwässer erkannt wurden, nahmen verschiedene Autoren auch auf der Schwäbischen Alb eine starke Vergletscherung an. Deffner (1870) deutete die Riestrümmermassen als Ablagerungen eines Riesgletschers. Er hielt die riesige Hohlform des Rieses für besonders geeignet, Firn und Eis aufzunehmen. O.Fraas (1882) glaubte an eine Eisbedeckung der ganzen Schwäbischen Alb. Zu dieser Ansicht kam O. Fraas, als bei der Verlegung der 500 km Wasserleitung der Albwasserversorgung nur selten der gewachsene Fels durchfahren wurde, sondern meist Schutt anstand, welcher "alle Sorten Steine vom feinsten Mehl an bis zu gewaltigen Blöcken in sich schließt." (O. Fraas 1882, S. 191) Die Geröllmassen der größten Täler, z.B. im Eyachtal, erklärte Fraas als Reste von Talgletschern.

Bereits 1884 wies A. Penck auf fälschlich für glazial gehaltene Erscheinungen hin, und 1895 gab M. Blanckenhorn eine Erklärung für die "Pseudomoränen" der mitteldeutschen Gebirge. Er verglich diese mit den Schuttströmen der Polarregionen während der Schneeschmelze (S.580). Trotzdem hat sich noch die Meinung gehalten, daß es auf der Alb zumindest größere Lokalvergletscherungen gab. Koken bestätigt noch 1898 Deffners Theorie eines Riesgletschers. Sein Schüler Bräuhäuser (1904) vermutete in den Kiesvorkommen in der Nähe des Randecker Maars eine Gletscherablagerung. Regelmann (1903) sah in den Kiesvorkommen auf dem Hohenberg bei Denkingen (bei Spaichingen) am Fuße des Albtraufs die Endmoräne eines kleinen Albgletschers, und Schad (1911) hielt den kantigen Schutt bei Lauterach (bei Obermarchtal) für ein Gebilde, das durch Eis entstanden war. 1910 fand Freudenberg am Lochenhörnle bei Balingen einen geschrammten Block, den er selbst als fragliche Spur einer Vergletscherung bezeichnete. Im Vordergrund dieser oben genannten Untersuchungen standen nicht die Oberflächenformen, sondern Schuttbildungen, deren Entstehung damals noch nicht richtig gedeutet wer-

den konnte.

1910 erschien Lozinskis bekannte Arbeit, in welcher er darauf hingewiesen hat, daß die Felsenmeere und Schuttvorkommen der Mittelgebirge kein Eis zu ihrer Bildung voraussetzen, sondern in unvereistem Gebiet unter dem Einfluß der Nähe des Inlandeises, im "Periglazialgebiet" entstanden sind. Es ist das Verdienst Keßlers (1925 b), erstmals auf die periglaziale Entstehung der Schuttbildungen der Alb hingewiesen zu haben.

Erst ab 1920 sind einige kurze morphologische Aufsätze über eiszeitliche Erscheinungen auf der Albhochfläche erschienen, oder es wurde in größeren Abhandlungen am Rande das Problem einer eiszeitlichen Überformung der Albhochfläche angeschnitten.

1920 deutete Freudenberg verschiedene Wannen auf der Albhochfläche als Wirkungen von Firnflecken (z.B.Kohlwald zwischen Groß-Engstingen und Erpfingen, Guppenlochfelsen bei Erpfingen). In angewehtem Schnee eingeschlossene Kohlensäure soll lösend auf den Untergrund gewirkt und dabei breite Wannen geschaffen haben. Nach Freudenberg sind diese"Firnmulden" und "Schneewannen" nur dem Grad nach von einem Kar verschieden.

H. Kiderlen hat 1932 Freudenberg widerlegt. Für die Genese der von Freudenberg besprochenen flachen Mulden und Wannen ist eine Mitwirkung von Schnee und Eis nicht notwendig. Verschieden starke Durchlässigkeit des Untergrundes im Gefolge der Verkarstung, wechselnde Widerstandsfähigkeit und periglaziale Vorgänge (Erdfließen) reichen nach Kiderlen aus, um ihre Entstehung zu erklären. Gleichzeitig hat Kiderlen einen anderen Typ von Hohlformen auf der Albhochfläche als "Firn-Mulden" gedeutet. Diese Kiderlen'schen Firnmulden sind an Schatthängen gelegene, scharf gegen ihre Umgebung abgesetzte Hohlformen. In der Zeit nach Kiderlens Arbeit haben Mayer (1934) und H.W. Haag (1956) noch einige solcher Hohlformen gefunden und Kiderlens Erklärung übernommen.

In den letzten 3 Jahrzehnten wurde die Entstehung der in Mitteleuropa häufig anzutreffenden asymmetrischen Täler von verschiedenen Autoren durch periglaziale Abtragungsvorgänge erklärt (z.B. von Büdel 1944, Fezer 1953 und 1957, Lösche 1930 u.

1938, Poser 1948, Poser und Müller 1951, Troll 1947 und 1948).[1]

Auf der Schwäbischen Alb erwähnte zuerst Huttenlocher(1923) Asymmetrie-Erscheinungen. Im Keuperland, im Albvorland und auf der Mittleren Alb fand er steile Sonnenhänge. Er machte aber auch darauf aufmerksam, daß sich im höchsten Teil der Schwäbischen Alb, der Balinger Alb, die Asymmetrieverhältnisse gerade umkehren. Eine Deutung dieser Erscheinung lieferte Huttenlocher in der Morphologie des Kreises Balingen (1960): Auf den leeseitigen Talhängen wurden in den pleistozänen Kaltzeiten Wächten aufgehäuft und damit die eiszeitliche Verwitterung und Abtragung, der die Gegenhänge unterlagen, unterbunden. Die Folge sind felsenreiche steile Hänge in NO-Exposition. Fezer (1953 u. 1957) hat im Schwarzwald ebenfalls 2 Arten der Asymmetrie festgestellt. Fischer (1957) hat demgegenüber im ganzen schwäbischen Schichtstufenland einschließlich der Albhochfläche das Vorhandensein von steilen Schatthängen bestritten. Ausnahmen können nach Fischer "anscheinend als petrographisch bedingt angesehen werden." (1957, S. 103)

K.Eissele und K.Schädel (1957) haben einigen Frostschuttvorkommen und deren morphologischen Auswirkungen (verschüttetes Kleinrelief, Sammlung des Schuttes in Senken und Mulden) einen kurzen Aufsatz gewidmet. Auf der Ostalb wurde dieses Problem von S. Müller (1951, 1953, 1958) und vor allem durch R.Hüttner eingehender behandelt.

Die pleistozäne Entwicklung des Albtraufs ist in jüngster Zeit durch die Dissertationen von Weippert (1959) und Bleich (1960) untersucht worden. Über die pleistozäne Überformung der Albhochfläche fehlt eine zusammenfassende Darstellung.

b) Die Eignung der Schwäbischen Alb für die Ausbildung eiszeitlicher Formen.

Eine ganze Reihe der Mittelgebirge Mitteleuropas trugen während der letzten Eiszeit eine Eigenvergletscherung. Am größ-

1)Die "Asymmetrie-Forschung" reicht aber bis ins 18.Jahrh. zurück:De Lamblardie 1782:Memoire sur les cotes de la Haute Normandie",zitiert bei A.Penck 1894 Bd.II,S.112/113 und N.Krebs 1937,S. 65.

ten war sie in den Vogesen, wo der Moselgletscher eine Länge von 50 km erreichte. Die Schneegrenze lag in ca 800-900m ü.NN. Im Südschwarzwald, in dem während des Hochstandes der Vereisung ein zusammenhängender Plateau-Gletscher vorhanden war, von dem nach Süden einige große Talgletscher ausgingen, lag die Schneegrenze in 950 m ü.NN. Im Nordschwarzwald gab es nur noch Kargletscher; sie reichten nach Fezer (1951) bis 600 m ü. NN herab. Die Schneegrenze wird zu etwa 850 m ü. NN angesetzt.

Poser und Hövermann (1951)[1] nehmen in der Würmeiszeit eine Vergletscherung des Oberharzes an mit einer Schneegrenze bei etwa 700 m ü.NN. Der Böhmisch-Bayrische Wald und das Riesengebirge trugen Kare bzw. einige alpinotype Gletscher.

Die Schneegrenze sank in der Würmeiszeit allgemein von Süden nach Norden (s.o. S-Schwarzwald 950 m, Harz 700 m); von Westen nach Osten stieg sie an von den Vogesen mit 800 - 900 m bis zum Böhmerwald mit etwa 1200 m.(Woldstedt 1954, Bd.2). Das ist eine Folge der Zunahme der Kontinentalität.

α) Lage, Höhenlage und Klima der Schwäbischen Alb.

Die Schwäbische Alb als Dach des südwestdeutschen Schichtstufenlandes erstreckt sich vom Hochrhein bis zum Ries von Südwest nach Nordost über eine Entfernung von 220 km. Der höchste Teil der Schwäbischen Alb mit Höhen zwischen 800 und 1000 m ü. NN ist die Hohe Schwabenalb. Nahe dem Trauf ragen hier einige Berge bis wenige Meter über die 1000 m- Höhenlinie hinaus. Zur Donau hin und gegen Osten nehmen gemäß dem Schichtfallen die Höhen ab. Die Ostalb, ungefähr von der Linie Filstal - Lonetal an, bleibt im allgemeinen unter 700 m ü. NN.

Trotz dieser relativ großen Höhenlage sind die Voraussetzungen zur Firn - und Eisbildung schon aus klimatischen Gründen auf der Schwäbischen Alb viel geringer als in den oben genannten Mittelgebirgen.

In den höheren Lagen sowohl des südlichen als auch des mittleren und nördlichen Schwarzwaldes fallen heute jährlich über 2000 mm Niederschlag. Demgegenüber erhalten nur kleine

1) Zitiert bei Hövermann 1953, S. 10

Teile der Hohen Schwabenalb und die Schopflocher Alb über 1000 mm Niederschlag. Ursache dieser viel geringeren Niederschlagshöhen ist die Lage der Schwäbischen Alb im Regenschatten des Schwarzwaldes.In den pleistozänen Kaltzeiten waren die absoluten Niederschlagshöhen wesentlich geringer. Besonders die Sommermonate waren trocken (Flohn 1953, Keßler 1925 a, Klute 1949 und 1951).

Die Schneegrenze wird neben der Temperatur von der Höhe der Schnee-Niederschläge bestimmt. Bei einer allgemeinen Temperaturerniedrigung in Mitteleuropa von ca 10°(Flohn 1953, Klute 1949, Morawetz 1955, Poser 1948) müssen wir annehmen, daß die Niederschläge von September/Oktober bis April/Mai in Form von Schnee fielen. Auf der Schwäbischen Alb liegt das Niederschlagsmaximum heute in den Sommermonaten. Im Schwarzwald besteht neben einem kleinen Maximum im Sommer ein zweites z.T. sogar größeres Maximum im Winter (Klimaatlas von Bad.-Wrttbg.,karte 52). Auch die Niederschlagsverteilung war also einer Vereisung des Schwarzwaldes günstiger als einer Vereisung der Schwäbischen Alb, vorausgesetzt, daß die Niederschlagsverteilung in den Kaltzeiten nicht grundsätzlich von der heutigen abwich.

Aus diesen Klima-Daten kann geschlossen werden, daß die Albhochfläche unterhalb der klimatischen Schneegrenze gelegen hat. Im Nordschwarzwald kommen kare noch 250 m unterhalb der Schneegrenze vor. Man muß daher auch auf der Schwäbischen Alb mit der Möglichkeit rechnen, daß örtlich Schnee oder Firn in orographisch bedingter Schutzlage den Sommer überdauert hat. Klimatisch gehörte die Hochfläche der Schwäbischen Alb in die Frostschuttzone.

β) Bau und Baumaterial der Schwäbischen Alb.

Auch vom Bau her betrachtet, eignete sich der Schwarzwald weit besser als die Schwäbische Alb für die Ausbildung von karen in orographischer Schutzlage. Der Schwarzwald ist ein stark zertaltes Mittelgebirge. Präglaziale Quelltrichter in NO- und O- Exposition in den tief eingeschnittenen Tälern waren die Ausgangsformen der Kare (Fezer, 1957). Die Schwäbische Alb hingegen ist eine Hochfläche, in die nur wenige große Täler eingeschnitten sind. Die kleinen, heute trocken liegenden Täler

der Albhochfläche sind meist nur 50 - 100 m eingetieft.

Auf der Schwäbischen Alb sind daher vor allem solche eiszeitlichen Erscheinungen zu erwarten, die in der Frostschuttzone durch Bodenfrost und Solifluktion entstanden sind. Solifluktion tritt umso leichter ein, je mehr Wasser ein Gestein aufnehmen kann, je rutschfreudiger ein Gestein ist. Außerdem setzt sie ein bestimmtes Mindestgefälle des Untergrundes voraus.

Bei einem Gang vom Albtrauf zur Donau kommt man nacheinander durch 3 verschiedene morphologische Zonen:

Entlang dem Albtrauf bildet die Landterrasse der "wohlgeschichteten Kalke (W.J.) als Schichtflächenalb einen 3 - 6 km breiten Saum. Am deutlichsten ausgebildet ist die Schichtflächenalb im Gebiet von Böttingen/Heuberg, um Burgfelden - Tailfingen und bei Ringingen - Salmendingen.

Hinter einem rund 50 m hohen Stufenrand erhebt sich das aus Schwamm - und Massenkalken aufgebaute, heute stark verkarstete Hügelland der Kuppenalb. Das unruhige Hügelland wird von zahlreichen Trockentälern durchzogen. Durch die Verkarstung wurden sie vielfach zu flachen, abflußlosen Wannen umgestaltet. Stellenweise ist hier auch noch der oberste Weiß - Jura (W.J. ζ) anstehend. Östlich von Genkingen tritt die Kuppenalb bis an den Trauf heran; die Schichtflächenalb fehlt dort. Die Südgrenze der Kuppenalb ist das tektonisch angelegte (Roll 1935, Eisenhut 1942) burdigale Kliff.

Die Flächenalb südlich des Kliffs ist eine sanft gewellte Hochfläche. Sie liegt ungefähr 50 m tiefer als die Kuppenalb. Donauwärts werden die Massenkalke immer mehr vom obersten Weiß - Jura (W.J. ζ) überdeckt. Die Täler haben auf der Flächenalb meist ein stärkeres Gefälle als die oberen Talabschnitte innerhalb der Kuppenalb. Auf der Mittleren Flächenalb sind dem Weiß - Jura - Untergrund Hügelländer aus Tertiärgesteinen aufgesetzt (Teutschbuch, Emerberg, Landgericht, Hochsträß).

Oberflächenformen, die durch Solifluktion bedingt oder expositionsabhängig sind, sind dem Relief nach am ehesten auf der Kuppenalb zu erwarten.

Im Schwäbischen Keuperland sind periglaziale Solifluktionserscheinungen schon länger bekannt und in der Literatur be-

handelt worden (Keßler 1925 b, Freising 1949). Hier, im Keuperland überwiegen Tone und Mergel, wie z.B. Bunte Mergel und Knollenmergel, die auch unter den heutigen Klimabedingungen noch sehr zu Rutschungen neigen. Auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb treten dagegen Tone und Mergel sehr zurück. Lediglich die Mergel des mittleren Weiß - Juras (W.J.γ) und die Zementmergel (W.J.ζ_2) treten in begrenztem Umfange an die Oberfläche. Weitaus der größte Teil der Albhochfläche hat den relativ widerständigen und standfesten Massenkalk als Untergrund.

In der vorliegenden Arbeit werden die Periglazialerscheinungen der Albhochfläche ohne den Trauf untersucht. Den Schwerpunkt des Untersuchungsgebiets bildet der höchste Teil der Alb, die Südwestalb; ergänzend wurde die Mittlere Alb begangen.

I.) Die Firn- Nischen der Schwäbischen Alb.

1.) Morphographie der Hohlformen.

Die Kiderlen'schen "Firnmulden" sind Nischen, die halbmondförmig bis halbkreisförmig in den Hang eingeschnitten sind(Abb.1).

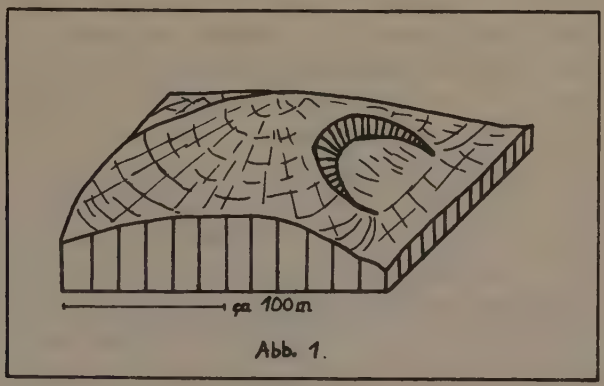


Abb. 1.

Die Rücklehne ist steil, sie hat meistens eine Neigung zwischen 25° und 30° (im Aufriß in Abbildung 2: Winkel α). Sie setzt sich armlehnenförmig nach den Seiten fort. Häufig befinden sich an den Rücken - und Seitenlehnen Felsen. Gegen die Hänge oberhalb der Nischen sind die Lehnen oft durch einen scharfen Hangknick abgesetzt, z.B. bei den Nischen am Galgenberg bei Eglingen und an Kuppe 807,1 südöstlich Masshalderbuch (beide Nischen auf Blatt 7622 Buttenhausen der Topogr. Karte 1:25 000 von Württemberg). Manchmal vollzieht sich der Übergang von der Lehne zur Sohle (siehe Abb.2) ebenfalls in einem deutlichen Gefällsbruch, bei der Mehrzahl der Nischen erfolgt dieser Übergang jedoch allmählich.

Die Sohle ist eine sanft nach außen geneigte schiefe Ebene, deren Neigung in der Regel 5° bis 7° nicht übersteigt (im Aufriß in Abb.2: Winkel β); die geringsten gefundenen Neigungen betragen 2° bis 3°. Das Ende der Sohle wird durch die Verbin -

dungslinie der Endpunkte der Seitenlehnen markiert. Unterhalb der Sohle tritt häufig wieder eine Versteilung des Gefälles ein (siehe Blockbild Abb.1 und Aufriß Abb.2).

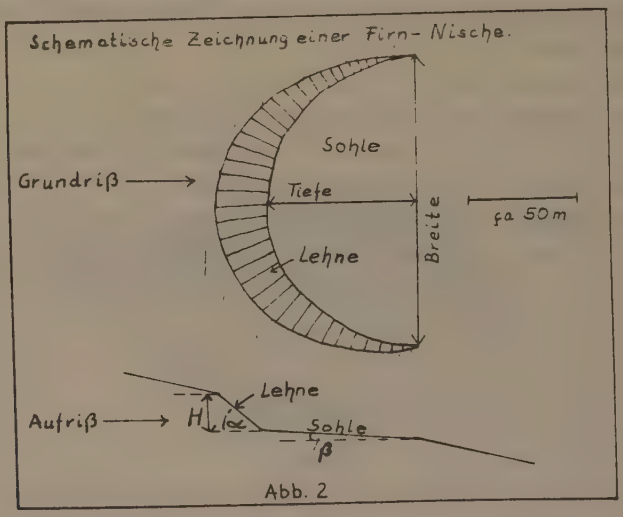


Abb. 2

Die Nischen blicken mit ihren Öffnungen nach Nord bis Ost.

Die Größe der Nischen ist sehr unterschiedlich. Die Ex - tremwerte liegen außerordentlich weit auseinander. Die Sohlenbreite schwankt z.B. zwischen 290 m und 30 m und die Lehnenhöhe zwischen 30 m und 4 m(siehe Anhang I: Nr.4, Nr. 35, Nr. 41, Nr. 62, Nr. 70).

Im allgemeinen beträgt die Sohlenbreite etwas mehr als das Doppelte der Sohlentiefe. Die Sohlengrundfläche nähert sich also der Form einer halben Ellipse, wobei die Sohlenbreite die große Achse darstellt. Bei kleineren Formen ist die Sohlentiefe meist relativ groß gegenüber der Sohlenbreite, sie kann sogar den größeren Betrag annehmen,z.B. bei Nr.70 im Anhang I. Auch die Lehnenneigung ist bei kleinen Nischen oft geringer als bei den großen. Bei der großen Nische am Kohlwald westlich Würtingen (Nr. 4 im Anhang I) ist die Rücklehne zu einzelnen Klippen aufgelöst, zwischen denen Teilnischen liegen. Die Rücklehne am Auchtert bei Meidelstetten(Nr.35 im Anhang I) ist dagegen ungegliedert.

Die Nischen sind nicht alle symmetrisch gebaut. An der Nische am Galgenberg südlich Eglingen (Blatt Buttenhausen) sind die "Armlehnen" nicht gleich lang, oder mit anderen Worten:Die größte Sohlentiefe fällt nicht mit der Mittelachse der Sohle zusammen. Auffallend ist auch die Tatsache, daß, wenn die Seitenlehnen einer Nische nicht die gleiche Hangneigung haben, der steilere Hang meistens der Sonne abgekehrt ist. Die Hauptnische am Wannenhau nördlich Kohlstetten (Blatt 7521 Reutlingen) blickt mit ihrer Öffnung nach Osten. Die N-exponierte Seitenlehne wird von fast senkrecht abfallenden Felsen gebildet, während die übrige Lehne einen Böschungswinkel von 27° besitzt. Ähnliche Verhältnisse haben wir bei der kleinen Nische am Hartenberg östlich Böhringen (Blatt 7523 Böhringen). Die N-exponierte Seitenlehne hat einen Hangwinkel von 24°, die nach Süden exponierte nur einen solchen von 17°. Der Wert von 17° ist die geringste Lehnenneigung, die ich gemessen habe.

Die Füllung der Sohlen kann sehr unterschiedlich sein.In der Sohle der Nische am Kohlwald (s.o.) liegt gelbbrauner Lehm, der mit kantigen Kalkbrocken bis zu 20 cm Durchmesser durchsetzt ist. Südlich Eglingen befinden sich auf den Sohlen der Nischen Äcker, die mit Steinen übersät sind. Dem Schlegelwälzle südlich Offenhausen (Blatt 7622 Buttenhausen) ist eine Lehmgrube vorgelagert, in der in einer Mächtigkeit von 3,5 m Lehm aufgeschlossen ist, ohne daß der anstehende Fels erreicht wird. Solche mächtigen Lehmfüllungen sind aber eine Ausnahme. Nur wenige Meter unterhalb der Nische am Göllesberg nordwestlich Ohnastetten (Blatt 7521 Reutlingen) gewährt uns ein "Höllenloch" Einblick in den Untergrund. Unter einer 20 - 30 cm mächtigen Bodendecke folgt hier gleich fester Massenkalk.

In einigen Fällen kommt es vor, daß 2 oder 3 Nischen unmittelbar nebeneinander liegen, so daß die trennenden Seitenlehnen zum Teil nur noch schwach entwickelt sind. Am Lonsinger Buch nordöstlich Kohlstetten sind 2 Nischen, am Schopfloch nordöstlich Kohlstetten 3 Nischen seitlich zusammengewachsen (alle Blatt 7522 Urach).

Die morphologischen Hauptmerkmale seien hier nochmals kurz zusammengefaßt: Die Nischen sind ziemlich scharf gegen

ihre Umgebung abgesetzt. Sie besitzen eine steile, armsesselförmige Lehne und eine flach nach außen abfallende Sohle. Es kommt gelegentlich vor, daß eines dieser Merkmale nicht deutlich ausgeprägt ist. Die Öffnungen blicken nach Nord bis Ost.

Die Nischen liegen sowohl im Wald als auch in offenen Gebieten. Die steilen Lehnen werden aber nie als Acker und selten als Wiese genutzt, sondern sie werden, wenn die Nischen außerhalb des Waldes liegen häufig von Gebüsch eingenommen. Die Grenze zwischen Sohle und Lehne fällt oft mit der Waldgrenze zusammen, z.B. am Schlegelwälzle (s.o.), an Kuppe 807,1 südöstlich Maßhalderbuch (s.o.) und bei den Nischen südlich Eglingen (alle Blatt 7622 Buttenhausen).

2.) Mögliche Entstehungsweisen für Hohlformen.

Hohlformen in einer Landschaft können auf verschiedene Bildungsfaktoren zurückgehen. Je nach Ursache unterscheiden sie sich dann durch bestimmte Formelemente oder durch die Gesetzmäßigkeit ihrer Anordnung im Gelände.

a) Karsthohlformen: Auf der Schwäbischen Alb sind 2 Typen von Karsthohlformen bekannt. Der erste Typ umfaßt die ausgedehnten Karstwannen, die Flächen von mehreren km^2 einnehmen können. Sie haben flache Hänge und einen muldenförmigen Querschnitt.Es sind allseitig geschlossene Hohlformen, in deren Grund sich manchmal mächtige Lehmlager befinden. Ein Nebentyp der Wannen sind nach Friese (1933,S.7) die Karstdellen. Eine Definition dieses Begriffes bringt Friese nicht. Im morphologischen Sprachgebrauch versteht man unter Delle eine langgestreckte Hohlform ohne Gleit- und Prallhänge mit gleichsinnigem Gefälle. Sie hat muldenförmigen Querschnitt. Der zweite Typ sind die Dolinen mit ihrer Trichterform.

Die Karstwannen und Dolinen sind vorwiegend an die Talsohlen gebunden. Auf der Höhe von Kuppen und Bergen und an deren Abhängen sind sie sehr selten.

Die oben beschriebenen Hohlformen kann man nicht als Karsthohlformen deuten. Dagegen spricht ihre scharfkantige Umrahmung, ihre Lage in halber Hanghöhe und die ausgedehnte ebene Sohle.In einem Querschnitt von Seitenlehne zu Seitenlehne zeigen sie ein kastenförmiges Profil. Weitere Gegenargumente sind die Tatsa -

chen, daß sie an sehr flachen Hängen nie vorkommen und daß ihre Öffnungen einseitig orientiert sind.

b) Quellmulden: Die einseitige Orientierung nach N bis O bei vorwiegendem Schichtfallen nach SO spricht auch gegen Quellmulden. Hierzu würde auch das nötige Einzugsgebiet fehlen. Die Nischen liegen ja alle in einheitlichem Kalkgestein an verhältmäßig kleinen Kuppen. Eine Abtragung dieses nötigen Einzugsgebietes seit der Entstehung der Nischen ist nicht möglich. Es können nicht einerseits die großen Einzugsgebiete der Denudation zum Opfer gefallen sein und andererseits die scharfen Kanten erhalten geblieben sein. Die scharfen Kanten sind ein Hinweis auf ein relativ geringes Alter.

Bei einem Quelltrichter ist die Wand unmittelbar über der Quelle am steilsten (Fezer 1957, S.13); bei den oben beschriebenen Nischen geht aber, wie oben schon berichtet, die steile Rücklehne meistens allmählich in die Sohle über, sie wird also nach unten flacher. Der Gefällsknick am unteren Ende der Sohle ist ebenfalls ein Formelement, das der Quellmulde fehlt (Fezer 1957, S. 16).

c) Flußschlingen: Da die Nischen nicht an Täler gebunden sind, sondern vielfach im Gebiet der lokalen Wasserscheiden liegen (z.B. Nischen am Hasenberg und Scheiterhau westl. Kleinengstingen; Martinsberg nordwestl. Bernloch, alle Blatt 7621 Trochtelfingen), lassen sie sich nicht als Flußschlingen erklären. Auf Blatt 7622 Buttenhausen der topographischen Karte 1:25 000 von Württemberg befinden sich zwar mehrere Nischen nur wenige Meter oberhalb der Talsohlen der Trockentäler von Eglingen nach Ehestetten, vo Maßhalderbuch nach Aichelau und im unteren Weidental. Stets sind die Nischen auf die NO- und O- exponierten Talhänge beschränkt, an den Gegenhängen fehlen sie völlig.

Da der Radius von Flußschlingen der Wasserführung proportional ist, müßten dicht benachbarte Nischen in einem Tal ungefähr die gleichen Maße haben. Am Schlegelwälzle südlich Offenhausen (Blatt Buttenhausen) sind 2 Nischen in den Hang eingeschnitten, die nur knapp 100 m voneinander entfernt liegen, deren Abmessungen aber stark voneinander abweichen. (S.Anh.I,46,47)

d) Denudationshohlformen: Ebenso wie Flußschlingen als Ursachen der Nischen ausscheiden, entfällt auch die Möglichkeit, daß es sich um ausgeräumte kleine ϑ- Schüsseln handelt. Die überwiegende Zahl der Firn-Nischen liegt wohl im Massenkalk; sie sind aber nicht auf diesen beschränkt. Im Gebiet um Kleinengstingen fallen sämtliche Nischen in die Formation von Weiß-Jura δ . Im unteren Weißen Jura und im Weiß-Jura ϑ fehlen sie allerdings.

e) Eiszeitliche Schneeanwehungen: Die einseitige Orientierung der Nischen spricht für eine Ursache, die von der Exposition abhängt. Als solche Ursache kommen in erster Linie meteorologische Faktoren in Betracht. Da die Nischen nicht nur im offenen Land, sondern auch im Wald vorkommen, dürften rezente Denudationsvorgänge ausscheiden.

Die Ursache der Entstehung der steilrandigen Nischen müssen wir in eiszeitlichen Schnee- und Firnflecken suchen. Beobachtungen im nördlichen Skandinavien und in Spitzbergen haben gezeigt, daß dort, wo eine gleichmäßige Schneedecke liegt, diese schützend auf den Untergrund wirkt (Nansen 1921, S.124/125). An solchen Stellen aber, wo Schneefelder durch besonders günstige Lage perennieren oder bis weit in den Sommer hinein liegenbleiben und daneben schon schneefreies Gebiet liegt, wirkt der Schnee durch Spaltenfrost an der Grenze zwischen Schnee und Gestein erodierend. Die Schneefelder unterbrechen die normale Hanggestaltung in ihrem oberen Teil durch Versteilung und in ihrem unteren Teil durch Verflachung (Nansen 1921, S. 124/125; Dege 1940, S. 10; Dege 1941, S. 87-89; Högböhm 1914). Wenn in zunächst kleinen Mulden in den pleistozänen Kaltzeiten Schnee zusammengeweht wurde, blieb er dort liegen und gestaltete die Mulden zu den steilrandigen Nischen um. Nach einer Karte von M. Brusch (siehe bei Büdel 1949, S. 107) lag die Schwäbische Alb während des Hochglazials dicht unter der Schneegrenze der Würmeiszeit. Durch "orographische und morphologische Begünstigung" kann die Schneegrenze jedoch örtlich tief unter die Durchschnittslage herabgedrückt werden (Klebelsberg 1948, S. 30).
In den Kaltzeiten herrschten ebenso wie heute Winde aus westlichen bis südwestlichen Richtungen vor (Poser 1948, S. 65/66;

Klute 1949, S. 86/87).Durch das Zusammenfallen von Sonnenschatten und Windschatten wurde die Bildung von Schnee- und Firn - flecken erleichtert.

Der Schnee wurde in den pleistozänen Kaltzeiten in viel stärkerem Maße verweht als das heute der Fall ist. Das hat zwei Gründe:

1.) Die mittlere Zahl der Tage mit Schneedecke beträgt heute auf der Schwäbischen Alb ca. 80 Tage. Nur auf der Südwestalb und bei Schopfloch haben wir heute bis zu 100 Schneetage (Klima-Atlas von Baden- Württemberg 1953, Karte Nr. 62). Wenn wir berücksichtigen, daß diese Schneetage immer wieder von Tauwetter unterbrochen werden, werden wir mit einer Dauerschneedecke von 2 Monaten rechnen dürfen, d.h. es kann nur der Schnee von 2 Monaten durch Verwehung in windgeschützten Lagen angehäuft werden.

Nach Poser (1948, S. 57) blieben währen der Würmeiszeit die Temperaturen von Oktober bis April unter dem Gefrierpunkt. Somit konnten die Schneevorräte von annähernd 6 Monaten in Mulden im Windschatten angeweht werden.

2.) Heute wird die Schneeverwehung durch Gebüsch vermindert und im Wald praktisch ganz verhindert. In den Kaltzeiten fehlte dieser Schutz durch die Vegetation, der Schnee war dem Wind schutzlos preisgegeben.

3.) Die Genese der Firnmulden.

Sowohl Freudenberg als auch Kiderlen führten die Entstehung ihrer "Firnmulden" auf die lösende Wirkung des Firnwassers und der Kohlensäure der Luft zurück. Eine grobmechanische Zerkleinerung des Gesteins durch Gefrieren und Abtransport des gelockerten Materials durch fließende Bewegungen des Firns spielt nach Kiderlen keine größere Rolle bei der Formgebung, da am Muldenrand nirgends ein dazugehöriger Schuttwall gefunden wurde.

Gegen Kiderlens These lassen sich mehrere Gegenargumente anführen:

1.) Bei einer Temperatursteigerung um 10° C wird die Reaktionsgeschwindigkeit chemischer Reaktionen verdoppelt. Die Schmelzwasser von 0° C hatten also eine viel geringere lösende Wirkung als das Niederschlagswasser der Gegenwart.

2.) Die bei einigen Nischen auftretenden scharfen Hangknicke

zwischen Lehne und Sohle können durch Lösungsvorgänge nicht zustande kommen.

3.) In vielen Nischen liegt kein Lehm in den Sohlen, der Untergrund besteht vielmehr aus kantigem Juraschutt.

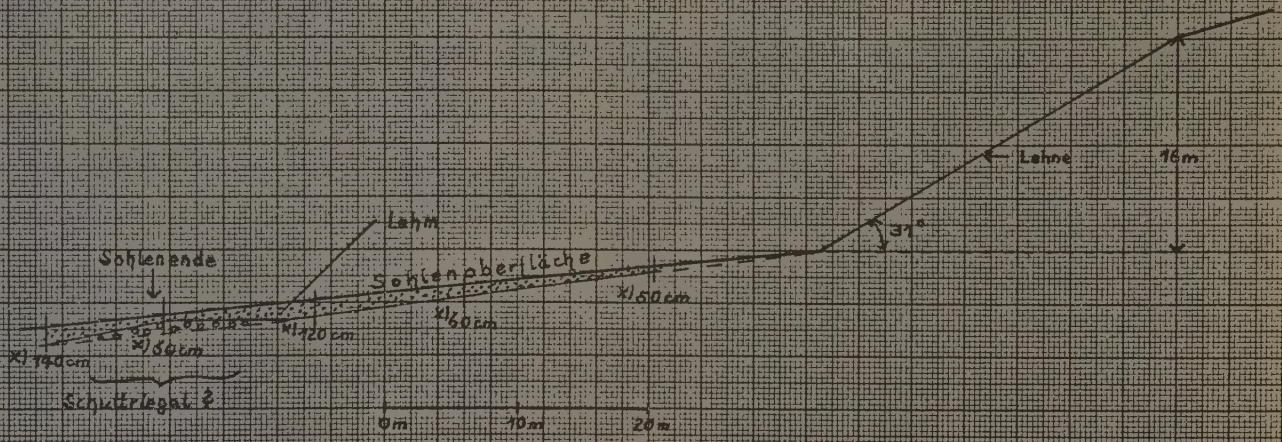
Kiderlen hat sich bei seiner Argumentation auch selbst widersprochen, als er einerseits die Entstehung der Nischen auf Lösungsvorgänge zurückführte, andererseits aber betonte, daß die "Firnmulden" meist im Dolomit und nicht im Kalkgestein liegen. [1] Dolomit ist gegenüber Lösungsvorgängen viel widerstandsfähiger als Kalk.

Das wirksame Agens müssen wir vielmehr im Spaltenfrost annehmen. In den Frostwechseltagen drang das Schmelzwasser am Rande der Schneeflecken in die Risse und Spalten des Gesteins ein, und beim Wiedergefrieren wurde dieses durch die Volumzunahme des gefrierenden Wassers zu kleinen Trümmern zersprengt und transportfähig gemacht. Unter Versteilung der Hänge wurde in jeder Frostwechselperiode die Hohlform nach rückwärts und seitwärts erweitert, wobei die scharfen Kanten entstanden sind. Durch die ständige Vergrößerung konnte die Hohlform auch immer mehr Schnee aufnehmen; zum Abschmelzen des angewehten Schnees wurden immer größere Zeiträume benötigt. Wo also einmal eine kleine Hohlform vorhanden war, wurde diese durch das Prinzip der Selbstverstärkung immer mehr erweitert und umgestaltet. Damit findet auch die Tatsache, daß die kleinen Nischen die geringsten Lehnenneigungen haben, eine Erklärung. Je kleiner eine Nische ist, desto weniger hat sie sich aus der ursprünglich vorhanden gewesenen Hohlform wegentwickelt. Die Erklärung der Nischen durch Spaltenfrostwirkung am Rande von Schneeflecken steht auch im Einklang mit den Beobachtungen Deges (1940,1941, s.o.) in Spitzbergen und Nordnorwegen.

Das Fehlen eines Schuttwalles am Fuße der Nischen spricht nicht gegen die Entstehung durch Frostsprengung. Dege hat Formen beobachtet, "deren Schneeflecken zu einer bestimmten Tageszeit, je nach ihrer Sonnenexposition, plötzlich und stark abschmolzen." (Dege 1940, S. 11). Die Schmelzwasserführung ist dann so groß, daß alles Material fortgeschwemmt wird und erst

1) Nach eigenen Beobachtungen liegen die Nischen genau so häufig im Zuckerkorn und dichten Felsenkalk wie im Dolomit.

Längsschnitt durch die Firn-Nische am Hasenberg östlich Kleinengstingen.



x) Die Zahlen geben die erbohrten Lehm-Mächtigkeiten an.

Abb. 17

in größerer Entfernung zur Ablagerung gelangt.

In der Sohle der nördlichen Firn-Nische am Hasenberg östl. Kleinengstingen ist unter dem Lehm wahrscheinlich ein kleiner Schuttriegel begraben. An der Oberfläche ist heute an der Untergrenze der Sohle kein Gefällsknick vorhanden. Bohrungen mit dem 1,5 m Bodenbohrer im Längsschnitt der Sohle haben ergeben, daß die Basisfläche des Lehms nicht parallel zur heutigen Oberfläche verläuft. Mit zunehmendem Abstand von der Lehne nimmt die Mächtigkeit der Lehmdecke zu. Am Sohlenende wird sie plötzlich geringer und steigt dann rasch wieder an. (Tabelle 1)

Abstand von der Rücklehne	Lehm- Mächtigkeit
12 m	50 cm
27 m	60 cm
38 m	120 cm
49 m	60 - 65 cm
58 m	140 cm

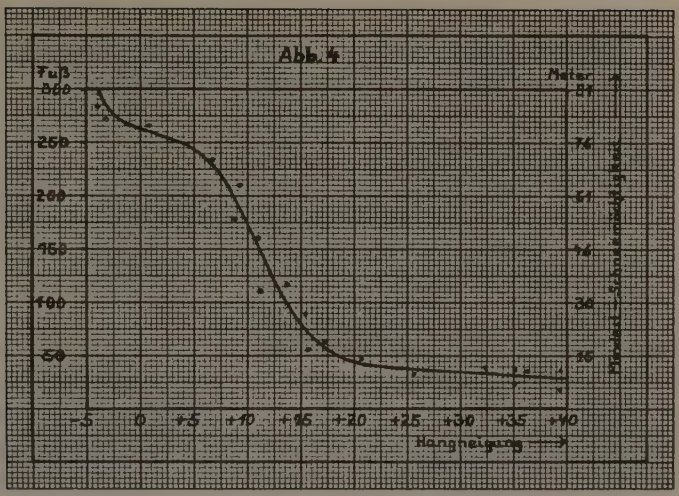
Tabelle 1

Zur Kontrolle wurden an der Sohlenuntergrenze 2 Bohrungen im Abstand von 5 m gemacht. Unter dem Lehm folgte Dolomitsand.

Ein gegensinniges Gefälle der Sohle entstand durch den Schuttriegel wahrscheinlich nicht.Er machte sich nur durch eine starke Verflachung am Sohlenende und eine darunter folgende Versteilung bemerkbar. (S. Abb. 3, Seite 21)

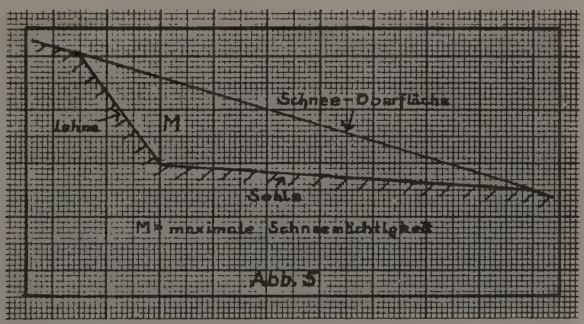
Zu prüfen bleibt noch die Frage, ob der Druck des Firns groß genug war, um eine hobelnde Wirkung auf den Untergrund auszuüben. J. Bowman [1] hat bei rezenten Schneeflecken in den Anden einen gesetzmäßigen Zusammenhang festgestellt zwischen der Neigung eines Hanges und der Schneemächtigkeit, die notwendig ist, um den Schnee zum Gleiten zu bringen. Diese Gesetzmäßigkeit veranschaulicht folgendes Diagramm:

1) Siehe Ed. Brückner 1922, S. 57-70, Diagramm S. 61



Nur die Masse des Schnees, welche über die zum Gleiten notwendige Mindest-Schneemächtigkeit hinausgeht, kann erodierend auf den Untergrund wirken. Am Beispiel der großen Nische an der Kuppe 807,1 südöstl. Maßhalderbuch (Maße s.Anh.I, Nr.60) soll geprüft werden, ob eine gleitende Bewegung des Schnees oder Firns und ob eine hobelnde Wirkung stattfand.

Wenn wir annehmen, daß die Schnee- oder Firnoberfläche eine glatte Fläche zwischen der Lehnenoberkante und Sohlenuntergrenze bildete, war die Schneemächtigkeit M am Übergang von der Lehne zur Sohle am größten (Abb. 5).



Durch eine einfache Rechnung erhält man für die oben genannte Nische eine maximale Schneemächtigkeit von ungefähr 13,5 m. Bei einer Sohlenneigung von nur 4° reichte nach dem Diagramm von Bowman - Brückner diese Schneemächtigkeit bei weitem nicht aus, um den Schnee zum Gleiten zu bringen. Das einzig wirksame Agens war die Frostsprengung an der Grenze zwischen Fels und Schnee oder Firn. Ein Schuttriegel konnte nur durch die am Grunde der Nischen abfließenden Schmelzwasser und durch die auf der Schneeoberfläche abrutschenden Gesteinstrümmer abgelagert werden.

4.) Nomenklatur.

Freudenberg (1920) und Kiderlen (1932) haben in ihren Arbeiten die durch Schneefleckenerosion entstandenen Hohlformen als Firnmulden bezeichnet. Dege (1940, 1941) hat den Namen Nivationswannen verwendet. Beide Namen sind aber ungeeignet, da sie dem morphologischen Bild der Hohlformen nicht entsprechen. Unter Mulden und Wannen versteht man in der Regel flache Hohlformen mit weichen Formen, nicht aber solche scharfkantigen und steilrandigen Gebilde, die in ihrer Form eine gewisse Ähnlichkeit mit Karen haben. Ich möchte daher für diese Hohlformen die Bezeichnung Firn- oder Nivations- Nischen vorschlagen.

5.) Verbreitung der Firn- Nischen.

(Siehe Anhang I)

Kiderlen (1932) war bei seinen Untersuchungen aufgefallen, daß die "Nivations- Nischen" vor allem auf der Reutlinger Alb (s.bes.Blatt 7622 Buttenhausen der topogr. Karte 1:25 000 von Württemberg) weit verbreitet, aber in anderen Gebieten der Alb trotz entsprechender Höhenlage nicht so zahlreich entwickelt sind. Nach Kiderlen müssen außer der Scheeanwehung noch andere Gründe -meteorologische, morphologische oder petrographische - für ihre Entstehung maßgebend gewesen sein. Er hat sich aber nicht näher darüber geäußert.

Demgegenüber will Lenz (unveröffentlichte Arbeit) allein südlich der Fils (auf den Blättern 7423 Wiesensteig, 7424 Deggingen und 7523 Böhringen der topogr. Karte 1: 25 000 von Württemberg) 50 Hohlformen gefunden haben, zu deren Entstehung seiner Ansicht nach eine Mitwirkung von Firn notwendig war.

Die von Lenz beschriebenen Formen sind jedoch ebenso wie die von Freudenberg (1920) angeführten nur sanft eingemuldete Dellen. Die charakteristischen Merkmale der Nivationsnischen, die ebene Sohle und die übersteilte Lehne fehlen. Auf Grund der eigenen Gelände- Untersuchungen kann ich Kiderlens Beobachtungen bestätigen.- (Verteilung der Nischen siehe Anhang I).

Die Verbreitung der Nivationsnischen ist in hohem Maße vom Relief abhängig. An flachen Hängen fehlen sie stets. Mit Ausnahme der kleinen Nischen am Mittelsberg nordwestl. von Ingstetten (Blatt 7523 Böhringen) und am Schachengrund nordöstl. von Ingstetten (Blatt 7524 Blaubeuren) liegen alle Formen (insgesamt 78 Stück)[1] nördlich des Kliffs, auf der Kuppenalb. Der Mittlesberg ist eine kleine Kuppe ungefähr 1 km südlich des Kliffs; die Nische am Schachengrund liegt an einem Talhang.[2] Die 2 Nischen sind nicht ideal ausgebildet. Die östliche mittlere Alb hat kein so bewegtes Relief, wie das beim westlichen Teil der Fall ist. Die Nellinger Alb ist nur eine sehr flachwellige Hochfläche. Hier sind die Luv- und Leehänge nicht ausgeprägt und die Unterschiede in der Besonnung sind ebenfalls gering. Die Voraussetzungen für die Anlage der Nivationsnischen waren nicht mehr gegeben. Ein geringes Relief besteht auch auf der Erkenbrechtsweiler Halbinsel und auf der Albhochfläche zwischen Münsingen und Urach.

Auf Blatt Buttenhausen ist dagegen umgekehrt die Kuppendichte sehr groß.

Die geringe Anzahl der Nischen auf der westlichen mittleren Alb und auf der Südwestalb wird durch die Großmorphologie allein nicht erklärt.

Es ist aber auffallend, daß die Nivationsnischen vorwiegend in einer Höhenlage zwischen 700 und 800 m ü.NN. vorkommen. Von den 78 gefundenen Nischen liegen allein 64 in diesem Höhenbereich. Oberhalb 800 m ü. NN. befinden sich 11 Nischen, unterhalb 700 m ü. NN. 3 Nischen. Die am tiefsten gelegenen Nischen sind diejenigen am Buchrain östlich Türkheim, (Blatt 7422 Deggingen) deren Sohle in 650 m ü.NN. liegt, und die 2 von Haag

1) Den Truppenübungsplatz Münsingen konnte ich nicht begehen.
2) Beide Nischen wurden erstmals von A.Mayer erwähnt: 1934, S. 26 und Karte

(1956) erstmals genannten Nischen am Wagrain östlich Geislingen/ Steige mit absoluten Sohlenhöhen von 660 m ü. NN.bezw. 675 m ü. NN. Alle 3 Formen sind relativ klein.

Die Untergrenze der Verbreitung der Firn- Nischen ist leicht zu verstehen. Sie ist in der zunehmenden Temperatur und damit geringerer sommerlicher Erhaltungsmöglichkeit des Schnees mit abnehmender Höhenlage begründet.

Schwieriger zu erklären ist die Obergrenze. Die unterschiedliche flächenhafte Ausdehnung der Höhengebiete oberhalb und unterhalb der 800 m - Isohypse kann nicht die Ursache für die starke Abnahme der Zahl der Firn- Nischen oberhalb dieser Höhenlinie sein. Die ganze Hohe Schwabenalb und ein großer Teil der westlichen Mittleren Alb liegen über 800 m ü. NN.

Die Obergrenze muß ebenfalls eine klimatische Ursache haben. Die Höhenstufe zwischen 700 und 800 m ü. NN. war offenbar die Zone mit den optimalen Bedingungen für die Anlage der Firn-Nischen. Hier hat der Schnee nur dort, wo er in besonders geschützter Lage zusammengeweht wurde, den Sommer überdauert oder ist doch bis weit in den Sommer hinein liegen geblieben. Er hat dadurch erosiv auf seine Umrahmung gewirkt. Mit zunehmender Höhenlage ist der Schnee mehr und mehr an allen beschatteten Hängen, begünstigt durch Schneeanwehung, flächenhaft liegengeblieben und übte damit im Gegensatz zu den Schneeflecken eine Schutzwirkung auf den Untergrund aus. Huttenlocher (1960) und Fezer (1953) führen die steilen Schatthänge der asymmetrischen Täler in den hohen Lagen der Balinger Alb bezw. des nördlichen Schwarzwaldes auf die Schutzwirkung von Schnee an den Schattenhängen zurück.

Wie schon oben erwähnt, fehlen die scharfrandigen Firn - Nischen im unteren Weiß- Jura und im Weiß- Jura ζ (zeta), sie sind auf die widerstandsfähigeren Bankkalke von Weiß- Jura δ (delta) und Massenkalk beschränkt. Nur in diesen Gesteinen konnten sich die scharfen Kanten und steilen Lehnen entwickeln.

II.) Frostschutt und Bodenfrosterscheinungen auf der Albhochfläche.

1.) Der Blockschutt.

Auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb gibt es 2 verschiedene Typen von Schuttgebilden. Der erste Typ ist ein sehr grobstückiger Blockschutt, den O. Fraas (1882; s.S. 6) als Grundmoräne des Inlandeises ansah. Der zweite Typ ist ein kleinstükkiger Kies. Der Blockschutt war O. Fraas vor allem bei der Verlegung der Wasserleitung der Albwasserversorgung aufgefallen.

In den Sommermonaten der Jahre 1959 und 1960 bestanden ebenfalls recht gute Aufschlußverhältnisse. Besonders hervorzuheben ist der 8 km lange Wasserleitungsgraben der Hohenberg-Wasserversorgung vom Pumpwerk Hammer im Bäratal bis Heinstetten auf dem großen Heuberg. Die Grabentiefe betrug 2 m. In der ganzen Grabenlänge war nur selten anstehender Fels anzutreffen, sondern meistens grobe Jurablöcke, die in gelbbraunen Lehm eingebettet waren.Dem Volumen nach war der Anteil der Jurablökke größer als der des Lehms. In den abflußlosen Senken tauchte dieser Blockschutt häufig unter fast steinfreien Lehm unter. Auf der Höhe der Kuppe "Gestutzte Buche" nördlich Heinstetten (Baugrube für wasserreservoir) war dagegen der feste Fels nur von wenigen Zentimetern Boden bedeckt. Andere größere Aufschlüsse mit Blockschutt befanden sich in Stetten am Kalten Markt (Baugruben), in Fronstetten bei Stetten am Kalten Markt (Wasserleitungsgraben), in Gammertingen (Baugruben) und nördlich Hülben bei Urach (Wasserleitungsgraben Oberlenningen' Erkenbrechtsweiler- Hülben). Mehrere kleine Grabungen im Gebiet der Hohen Schwabenalb ergaben, daß dieser Blockschutt an flachen Abhängen und in Mulden und Senken weit verbreitet ist.

Es erhebt sich nun die Frage, ob es sich dabei um eine Zersatzzone oder um Schutt handelt, der in einer pleistozänen Kaltzeit entstanden ist. Die Weiß- Jura- Blöcke hatten meist eine Kantenlänge von 10 bis 20 cm, vereinzelt kamen aber auch Blöcke bis 50 cm Durchmesser vor. Eine bevorzugte Achse fehlte den Blöcken. Die Kanten der Blöcke waren zum Teil abgerundet, zum Teil aber auch noch sehr scharf.

Das Zwischenmittel war, wie oben schon erwähnt, meist ein

gelbbrauner Lehm, in welchem man nur äußerst selten Bohnerze findet. Er hob sich in einer scharfen Grenze gegen die rezente Bodendecke ab. Am Westhang vom Borr westlich Heinstetten und in der Enge östlich Heidenstadt lagen die Blöcke jeweils auf mehrere Meter Länge nicht in Lehm, sondern waren in einen feinen Kalksand[1] eingebettet. Der Sand stand in der ganzen Grabentiefe von 2 m an. Der anstehende Fels wurde dabei nicht erreicht.

Die scharfen Kanten vieler Blöcke und dieses sandige Zwischenmittel sprechen dagegen, daß es sich hier um die Zersatzzone handelt. So tiefe Zersatzzonen sind bei einem gemäßigten Klima auch unwahrscheinlich. Auf den Kuppen der Albhochfläche folgt oft unter den rezenten Rendzina- Böden schon nach wenigen Zentimetern das feste Gestein.

2.) Bewegungs- und Fließstrukturen im Blockschutt.

An mehreren Stellen liegt der Blockschutt mit Sicherheit nicht in situ. Man kann vielmehr aus der Lagerung des Schuttes auf Schuttwandern schließen, oder aber es sind deutliche Fließstrukturen sichtbar.

Im Wasserleitungsgraben von Erkenbrechtsweiler zum Wasserbehälter nördlich Hülben wurde in der Sohle des 2 m tiefen Grabens östlich des Wasserbehälters in ca 725 m ü.NN. der feste Fels angeschnitten. Auf 11 m Länge war der Fels von 15- 20 cm Terra rossa überlagert, erst über der Terra rossa folgte dann der Blockschutt in einer Mächtigkeit von ungefähr 1,5 m.

Am Rande der abflußlosen Wanne südwestlich Dietstaig auf dem Großen Heuberg bildete der Wasserleitungsgraben Bäratal - Heinstetten einen Aufschluß, bei dem auf einer Strecke von 50 m dieser Wanderschutt über steinfreiem Lehm lag. Einen Ausschnitt aus diesem Profil stellt Abb. 6 dar.

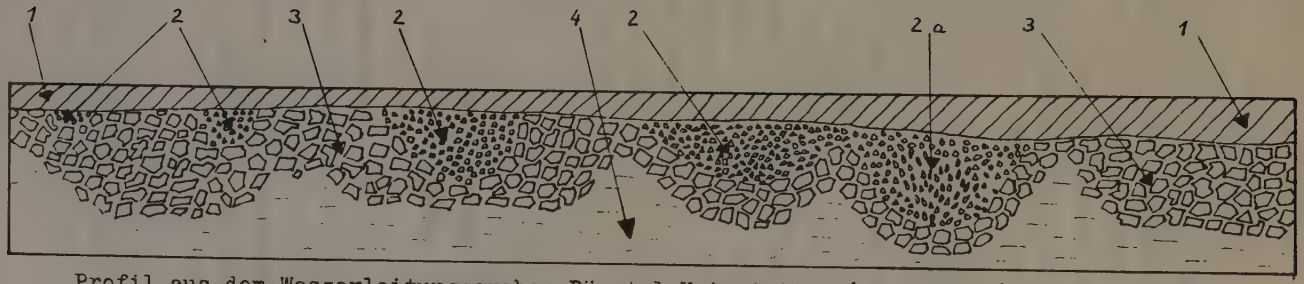
Beschreibung von Abb. 6.

1.) 20 -40 cm Boden mit einzelnen kleinen Weiß-Jura-Kalksteinstückchen.

2.) Kleinstückiger Schutt mit wenig lehmigem Zwischenmittel.

2 a.) Ebenso; die Schuttstücke waren parallel eingeregelt.

1)Eine Prüfung im Geologischen Institut der Universität Tübingen durch Herrn Dr.Weippert und Herrn Dr. Rudolf ergab, daß es sich nicht um Dolomitsand, sondern um Kalksand handelt.



Profil aus dem Wasserleitungsgraben Bäratal-Heinstetten (Gr.Heuberg) sw. Dietstaig.
Erklärung im Text.

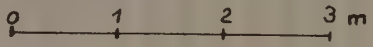


Abb. 6

3.) Blockschutt. Die Durchmesser der Blöcke betrugen 10 -15 cm.
4.) Steinfreier, zäher, gelber Lehm mit einzelnen Bohnerzen.
In der Grabensohle konnte ich noch 1,20 m Lehm erbohren, ohne auf Widerstand zu stoßen.

Die Grenzfläche zwischen Lehm und Blockschutt war sehr unregelmäßig. Der Weiß- Jura- Kalkschutt bildete Taschen in dem Lehm. In einigen Taschen lag kleinstückiger Juraschutt. Dieser hat einst sicher eine geschlossene Decke gebildet, die seit ihrer Ablagerung der chemischen Verwitterung zum Opfer gefallen ist. Die Tatsache, daß das ganze Profil von der rezenten Bodendecke geköpft wird und die geringe Hangneigung von 4° sprechen gegen eine rezente Bewegung des Schuttes.

Die Grenzfläche zwischen liegendem Lehm und Blockschutt war ursprünglich sicher horizontal. Erst nach der Ablagerung des Blockschuttees und des kleinstückigen Schuttes entstand der Taschenboden.

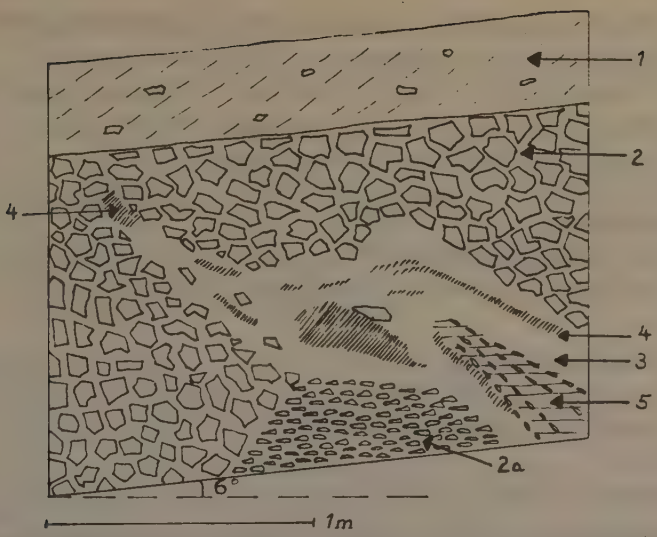
Taschenböden entstanden in Mitteleuropa nur in den pleistozänen Kaltzeiten. Sie kamen dadurch zustande, daß zwischen einem Dauerfrostboden und dem wiedergefrierenden Auftauboden Spannungen auftreten, da die dazwischenliegende stark wasserhaltige Auftauzone immer mehr eingeengt wird. Sie reagiert darauf durch horizontale und vertikale Ausgleichsbewegungen. (Dücker 1954, S.37- 41; Poser 1948, S. 54; Steeger 1954, S. 527/528; Woldstedt 1954, Bd.1, S. 159). Ein Hinweis auf die Druckkräfte ist die parallele Einregelung der kleinen Kalksteintrümmer bei 2 a (Profilbeschreibung).

Zur Bildung eines Taschenbodens war eine Dauergefrornis notwendig. Sie verhinderte das Versickern des in der Auftauzone enthaltenen Wassers. Nur bei hohem Wassergehalt war die Beweglichkeit von Lehm und Schutt genügend groß.

Bei den Fließerscheinungen, die an den Wänden des Wasserleitungsgrabens Bäratal- Heuberg aufgeschlossen waren, handelt es sich meist um ausgewalzte Lehmtaschen. Eine Auswahl der gefundenen Fließerscheinungen wird in den folgenden Abschnitten beschrieben.

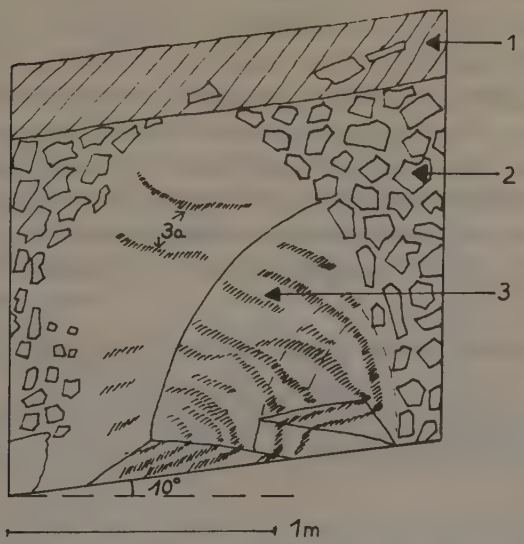
Beschreibung des Profils am Osthang des Borr bei Heinstetten (Abb. 7)

1.) Rezenter Boden mit wenigen Kalksteinstückchen.



Fließerscheinungen am O-Hang des Borr bei Heinstetten/Heub. Erklärung im Text.

Abb. 7



Fließerscheinungen am O-Hang des Borr, wenige Meter unterhalb des Profils von Abb. 7. Erklärung im Text.

Abb. 8

2.) Eckiger Kalkschutt in graugrünem mergeligem Lehm. Durchmesser der Schuttstücke ca. 10 cm.

2a.)Eckiger Schutt von gleichmäßiger Größe (3-4 cm Durchmesser) Der scherbige Schutt ist parallel eingeregelt.

3.) Gelber Lehm mit einzelnen Bohnerzen.

4.) Schlieren von dunkelbraunem bis rotbraunem Lehm mit vielen Bohnerzen.

5.) Graugrüner mergeliger Lehm mit kleinen Kalksteinstückchen. Diese sind mit ihren Längsachsen schräg aufwärts eingeregelt.

Die Auswalzung kommt dadurch zustande, daß die Wandergeschwindigkeit des Schuttes nahe der Oberfläche am größten ist. Die schlierige Beschaffenheit des Lehms in der ausgewalzten Lehmtasche und die parallel eingeregelten, schräg nach oben gerichteten kleinen Kalksteintrümmer beweisen eine Bewegung des Schuttkomplexes. Schräg aufwärts eingeregelte Geschiebe kommen nach Ackermann (1955, S. 331/332) nur in pleistozänen Fließerden vor.

An dem Profil wird ferner deutlich, daß die Größe der Schuttstücke auch gesteinsabhängig sein kann. Wenig oberhalb des Profils wurde von dem Graben der feste Fels angeschnitten. Kalk und grüner Kalkmergel wechsellagerten in dünnen Schichten von 0,5 bis 1 cm Mächtigkeit. Aus diesem Grunde waren die Kalktrümmer bei 2a so kleinstückig und scherbig, während wenige Meter unterhalb des Profils und auch weiter hangaufwärts grober Blockschutt an den Grabenwänden anstand.

Wenige Meter hangabwärts war das folgende Profil aufgeschlossen.

Beschreibung des Profils aus dem Leitungsgraben am Osthang des Borr (Abb. 8)

1.) ca.25 cm rezenter Boden mit einigen Kalkstein-Blöcken.

2.) Weiß-Jura-Blöcke, bis 30 cm Durchmesser, in gelbbraunem Lehm.

3.) Gelber Lehm.

3a.)Rote Schlieren von Terra rossa. Die parallelen Schlieren streichen unter einem spitzen Winkel in die Grabenwand ein.

Eine primäre Lagerung der Terra rossa kommt hier nicht in Frage. Die schräg nach oben gerichteten Schlieren weisen auf eine Bewegung hin.

Südlich Dietstaig befanden sich ebenfalls einige Lehmtaschen mit Fließstrukturen in der Grabenwand.(Z.B. Profil,Abb. 9)

Beschreibung von Profil 9 ;Leitungsgraben südl. Dietstaig.

1.) Rezenter Boden mit vereinzelten Kalksteinstückchen.
2.) Blöcke in gelbbraunem Lehm, Durchmesser der Blöcke 10-20 cm.
2a.)Blöcke in Lehm (3.) "schwimmend".
3.) Brauner Lehm, stellenweise auch rotbraun und gelb gefärbt.
4.) Dunkelbraune Lehmschlieren mit Bohnerzen.
5.) Hellgelber Lehm, schräg aufwärts gerichtete Schlieren bildend.

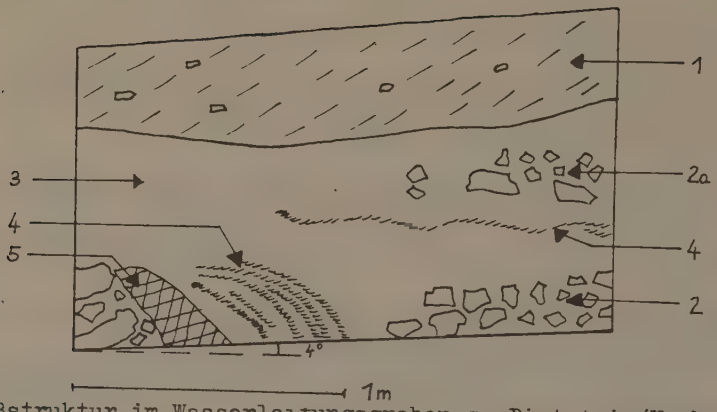
wenige Meter oberhalb und unterhalb dieses Profils reichte der Blockschutt bis unter die rezente Bodendecke.

Im Wasserleitungsgraben Oberlenningen- Erkenbrechtsweiler-Hülben war in der Nähe des Ortsteils Hochwang der Gemeinde Oberlenningen eine Fließstruktur sichtbar, wobei das Medium, das die ehemalige Bewegung sichtbar machte, ein sehr feinkörniger Sand war.[1] (Abb. 10)

Beschreibung des Profils aus dem Leitungsgraben bei Hochwang.
(Abb. 10)

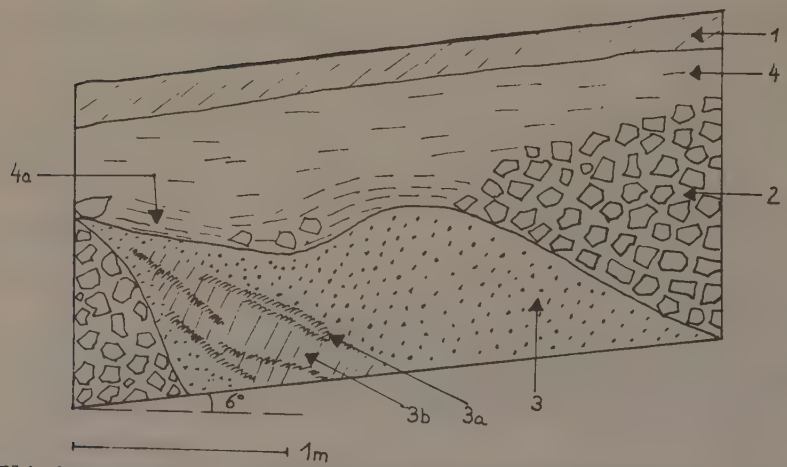
1.) Rezenter Boden, dunkelbraun.
2.) Große Weiß-Jura-Kalkblöcke in gelbbraunem Lehm; wenige Meter oberhalb und unterhalb des Profils reicht der Blockschutt bis unter die rezente Bodendecke.
3.) Gelbbrauner Sand.
3a.)Gelbe Partien im Sand.
3b.)Braune Partien im Sand.
4.) Brauner, zäher Lehm mit Bohnerzen.
4a.)Ebenso; dicht über dem Sand zeigt der Lehm schlierige Beschaffenheit und blättert parallel zur Grenze Sand / Lehm ab.

1) Siehe unten : Abschnitt 3.)



Fließstruktur im Wasserleitungsgraben s. Dietstaig/Heuberg. Erklärung im Text.

Abb. 9



Fließstruktur im Wasserleitungsgraben Oberlenningen - Hülben bei Hochwang. Erklärung im Text.

Abb. 10

Der Sand muß schon abgelagert worden sein und sich in einer Spalte gesammelt haben, bevor der Schutt in Bewegung geraten ist. Erst nach der Ablagerung des Sandes wurde das oberflächennahe Gestein durch Spaltenfrost zersprengt und begann zu wandern. Dabei wurde die Spaltenfüllung von der Bewegung miterfaßt. Wenn die Sandablagerung erst während des Schuttwanderns stattgefunden hätte, dürfte der Blockschutt in der Umgebung der Sandlinse nicht völlig frei von Sand sein.

Die oben beschriebenen Profile zeigen, daß sich der Blockschutt selbst bei geringer Hangneigung bewegt hat. In einer 20 m langen Baugrube in Stetten am Kalten Markt war bei 3° Hangneigung eine ehemalige Bewegung zu erkennen. Hier waren Blöcke, grober Kalksand und Lehm in deutlichen Schlieren an der Wand der Baugrube aufgeschlossen.

In den Profilen der Abbildungen 7 bis 10 waren die Fließstrukturen bis zu einer Tiefe von 1,2 bis 1,6 m unter der Oberfläche aufgeschlossen. (Die Gräben waren hier teilweise schon wieder zugeschüttet.) Der Tiefgang der Bewegung zeigt die sommerliche Auftautiefe zur Zeit der Entstehung des Blockschutts an.

3.) Pleistozäner Flugsand auf der Albhochfläche.

Bei dem in der Beschreibung von Abbildung 10 erwähnten Sand liegt es nahe, an einen feinkörnigen Dolomitsand zu denken. Eine Untersuchung im Geologischen Institut der Universität Tübingen durch Herrn Dr. Lodemann brachte aber ein anderes Ergebnis. Beim Kochen mit Salzsäure ging nur wenig von der Substanz in Lösung (im wesentlichen Eisen). Die wichtigsten Untersuchungsergebnisse sind folgende:

Gefüge: Der Sand ist vorherrschend gleichkörnig, mit 50-55 % Kornanteilen zwischen 0,2 und 0,18 mm Durchmesser. Die Quarze sind wohl gerundet.

Die mineralische Zusammensetzung ist wie folgt:

Tongehalt (bezogen auf Al_2O_3) : 17% Fehler ± 3%, hohe Fehlerquelle durch stöchiometrische Aufrechnung auf Illit, Kaolinit, Montmorillonit.

Quarz	:	74 %	Fehler ±	1	%
Dolomit	:	0,8 %	Fehler ±	0,1	%
Kalk	:	0,1 %	Fehler ±	0,05	%
Eisen (bezogen auf Fe_2O_3)	:	3,4 %	Fehler ±	0,3	%
Feldspat	unter	1 %			
Schwerminerale (oberhalb d=2,9 g/cm^3)	:	3 %	Fehler ±	0,5	%

Bei den Schwermineralen konnte in der Reihenfolge der Häufigkeit ihres Auftretens ausgemacht werden:

Erz (Eisenhydroxyd, Pyrit)
Granat
Epidot
Zirkon ?

Den weitaus größten Anteil am Mineralbestand hat der Quarz. Auffallend gering sind Kalk und Dolomit vertreten.

Kornoberfläche: Die Quarze sind wohl gerundet und durchsichtig, zeigen aber sehr häufig eine schwache Trübung. Die Kornoberfläche ist durchsetzt mit zahlreichen "Grübchen".Sie ist sehr selten glatt.

Bildungsbedingungen: Die Rundung und der erste Transport erfolgte durch fließendes Wasser; später kam kurzer Transport durch den Wind hinzu. Möglich ist ein intensiver Einfluß der chemischen und physikalischen Verwitterung.

Gegen eine Herkunft aus dem Neckarland spricht die hohe Lage, das Gefüge und die Zusammensetzung des Materials. Solche feinkörnigen Sande kommen im Neckarland nirgends vor.Der Sand stammt aus der tertiären Molasse.[1)]

Das am nächsten gelegene Tertiärvorkommen ist die Untere Süßwassermolasse der Lutherischen Berge. Dort stehen feinkörnige Sande an.[2)] Die geringste mögliche Entfernung zwischen dem Herkunftsgebiet des Sandes und dem Fundort bei Hochwang beträgt damit 26 bis 30 km. Die Sandlinse bei Hochwang hat zwar nur eine geringe flächenhafte Verbreitung, erreicht aber eine Mächtigkeit von über 75 cm (die Basis des Sandes war

1)Freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Professor Dr. Wagner.
2)Freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Glökler, Geogr. Inst. Tübingen.

nicht aufgeschlossen). In der tertiären Molasse muß der Wind sehr stark erosiv gewirkt haben und hat verhältnismäßig große Massen Sand auf der Albhochfläche abgelagert. Bei der dichten Vegetation einer Warmzeit ist so eine kräftige Windanblasung kaum möglich. Die äolische Sedimentation des Feinsandes hat vielmehr in einer pleistozänen Kaltzeit stattgefunden.

Als weiteres äolisches Sediment hat Heller (1957) auf der mittleren Alb, besonders südwestlich Großengstingen Löß gefunden. Hüttner (1958) betrachtete demgegenüber die Albhochfläche nicht als Ablagerungsgebiet, sondern als Ausblasungsgebiet äolischer Sedimente.

4.) Der Bergkies.

In der Beschreibung der Abb. 6 habe ich bereits den kleinstückigen Juraschutt erwähnt. Für diesen Schutt ist der Name "Bergkies" gebräuchlich. Er setzt sich aus 2 Teilen zusammen, einem Grobmaterial und einem Feinmaterial; letzteres tritt in der Regel dem Volumen nach zurück.

Das Grobmaterial besteht aus sehr scharfkantigen und gleichkörnigen Schuttstücken. Sie haben eine bevorzugte Achse, ihre Länge beträgt 1 - 2 cm. Eissele und Schädel (1957) verglichen den Schutt sehr treffend mit gesiebtem Kalksplitt.

Das Feinmaterial fühlt sich schluffig an und ist nicht entkalkt. Eissele und Schädel (1957) untersuchten die Korngrößenzusammensetzung des Feinmaterials aus dem Bergkiesvorkommen an der Straße Bitz - Winterlingen (Blatt 7820 Winterlingen). Sie fanden ein Häufigkeitsmaximum bei 0,02 mm Korngröße. Die vereinzelt vorkommenden Quarzkörner haben einen Durchmesser von 0,05 - 0.1 mm. In den reinen Verwitterungslehmen (Höhlenlehme) der Alb fehlen die Quarze. Im Kornbereich zwischen 0,1 und 0,o2 mm findet die Frostsprengung ihre natürliche Grenze (Dücker 1954, S. 50). Dies ist die in Solifluktionsschutt und in Lössen vorherrschende Korngröße (Büdel 1949, S. 110). Eissele und Schädel schlossen daher aus der Korngrößenzusammensetzung und aus dem Vorhandensein der Quarze auf Lößeinwehung.Der Bergkies und das in ihm enthaltene Feinmaterial stammen somit aus dem Hochstand einer pleistozänen Kaltzeit.

Im Feinmaterial des Bergkieses haben wir einen weiteren

Hinweis auf äolische Sedimentation auf der Albhochfläche während der pleistozänen Kaltzeiten.

Der Bergkies ist nicht in gleichem Ausmaß wie der Blockschutt verbreitet. Im Aufschluß des Wasserleitungsgrabens Bäratal - Heinstetten wurde der Blockschutt nur in den Talsohlen des Andertales und des Tals von Heidenstadt zum Schwankemertal (Blatt 7819 Meßstetten) von einer geschlossenen Decke von Bergkies überlagert. Die Mächtigkeit des Bergkieses betrug ca 1 m. Im Pfaffental im Truppenübungsplatz Heuberg liegt in der Talsohle ebenfalls Bergkies in einer Mächtigkeit von über 1 m (kleine Kiesgrube; Basis des Bergkieses nicht aufgeschlossen!).Sehr häufig ist der Bergkies bereits wieder der Abtragung zum Opfer gefallen. Nur einzelne Frosttaschen (wie z.B. in Abb. 6) oder sonstige lokal sehr beschränkte Vorkommen beweisen uns, daß er einst auch hier als geschlossene Decke vorhanden war.

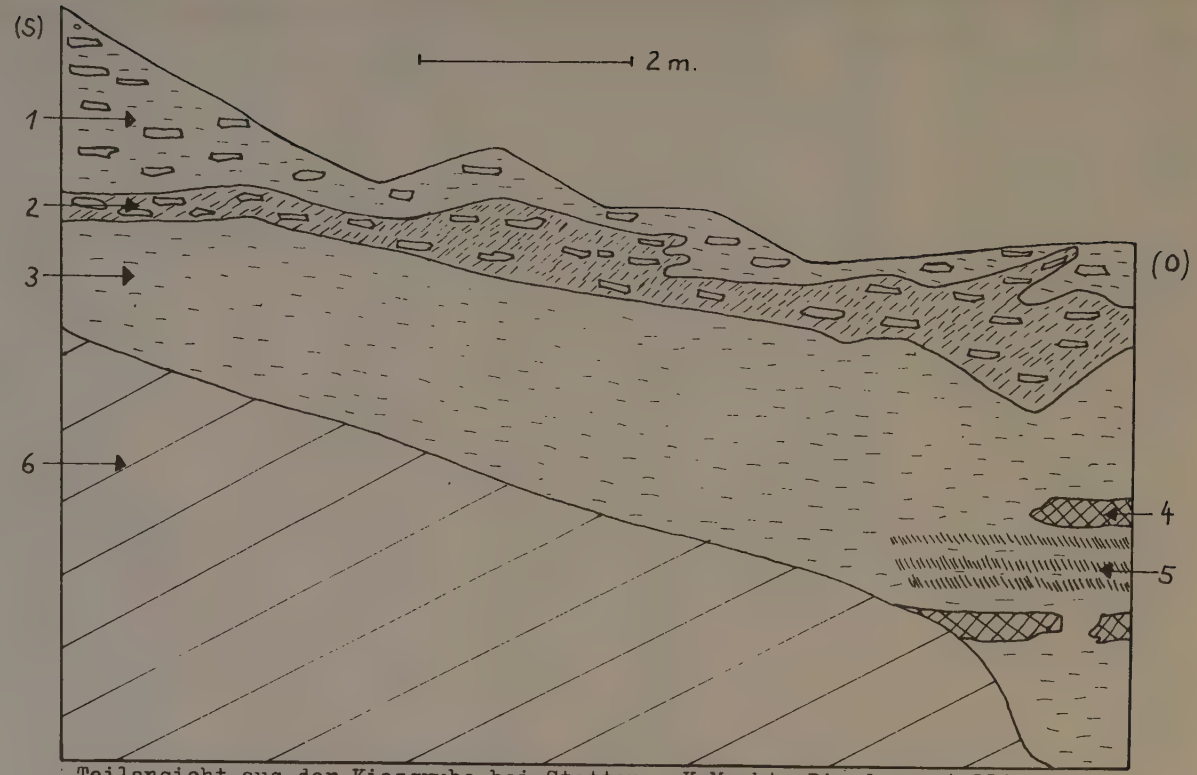
Große Aufschlüsse mit mehrere Meter mächtigem Bergkies befinden sich nur an einigen Nord-, Nordost- und Ost- exponierten Hängen. Oberhalb dieser Hänge befinden sich stets nur ganz gering geneigte Flächen.

Ein großer Bergkiesaufschluß liegt am Nordost- exponierten Hang der "Höhe" nw. Stetten a.K.Markt (Abb. 11). Die "Höhe" ist eine sehr flache Kuppe. Der zum Seetal hin abfallende NO- exponierte Hang hat den größten Böschungswinkel. Beim Anstieg von der Talsohle (814 m ü. NN.) zum Gipfel der Kuppe (rund 875 m ü. NN.) beträgt zwischen 820 und 860 m ü. NN. das durchschnittliche Gefälle ungefähr 10°. An diesem Hang liegt der Bergkiesaufschluß. Oberhalb 860m ü. NN. beträgt die Hangneigung nur noch 2 - $2{,}5^{\circ}$.

Beschreibung des Bergkiesaufschlusses nw. Stetten a.K.Markt
(Abb. 11)

Die rezente Bodendecke ist an der beschriebenen Stelle abgegraben.

1.) Bergkies, in gelbes bis graues, schluffiges Feinmaterial eingebettet. Die Bergkiesstücke haben scharfe Kanten und Ecken, sie sind 0,5 - 2 cm lang und gut hangparallel eingeregelt. Dem Volumen nach ist der Anteil des Kieses größer als der Anteil des Feinmaterials. Im Bergkies befinden sich auch einige



Teilansicht aus der Kiesgrube bei Stetten a.K.Markt. Die dargestellte Wand ist konkav gekrümmt. Erklärung im Text.

Abb. 11

größere Blöcke mit meist 10- 15 cm Längserstreckung (Maximum 30 cm Länge). Die Blöcke haben eine bevorzugte Achse. Sie sind ebenfalls hangparallel eingeregelt.

2.) Rotbrauner bis ziegelroter Boden mit Blöcken wie oben.

3.) Bergkies. Sehr scharfkantige Bergkiesstücke in gelbem bis grauem, schluffigem Feinmaterial. Dem Volumen nach überwiegt der Bergkies. Diese Schuttmasse ist völlig frei von grobstückigem Juraschutt. Die Basis dieser Bergkieslage ist nicht aufgeschlossen.

4.) Zu Breccie verbackener Bergkies ("Nägelesfels"). Die Breccie ist so fest, daß beim Zerschlagen mit dem Hammer die Brüche mitten durch die Bergkiesstücke gehen.

5.) Gelbe, an Feinmaterial reiche Partien.

6.) Verstürztes Material.

Das Profil zeigt uns deutlich, daß das ganze Frostschuttmaterial nicht autochthon liegt, sondern abgewandert ist. Es ist auf den flachen Hängen oberhalb 860 m ü. NN. entstanden, gelangte dann durch Bodenfließen auf den NO - exponierten, steileren Hang und blieb dort liegen. Allein unter dem Bodenhorizont liegen über 4 m Bergkies (die Basis ist nicht aufgeschlossen); bei der großen Höhenlage, dicht unter der Schneegrenze, war die Auftautiefe sicher nicht so groß. Wir müssen vielmehr eine sehr geringe Auftautiefe annehmen. Dadurch ist das meiste Schuttmaterial, das über diesen Hang talwärts abwanderte, festgefroren und hat sich so angehäuft. Abtragung und Aufschüttung waren in hohem Maße von Relief und Exposition abhängig. Auf den Sonnenhängen und auf ganz flach geneigten Schatthängen herrschte Abtragung, auf Schatthängen mit mittlerem oder steilem Böschungswinkel kam die Abtragung zum Stillstand, hier wurde vielmehr häufig aufgeschüttet.

In dem Profil ist eine deutliche Zweiteilung zu erkennen: Die untere Bergkieslage (3.) ist zum Teil zu Breccie (4.) verbacken. Sie ist frei von Grobschutt; dann folgt der rote Bodenhorizont. Über diesem liegt erneut Bergkies mit einigen Blöcken. Der Bodenhorizont ist im ganzen Aufschluß über eine Strecke von ca 50 m im Hangstreichen deutlich ausgebildet, aus einer Spaltenfüllung kann er somit nicht stammen. Da das ganze

mögliche Herkunftsgebiet von Bergkies und Boden nur wenige 100 m^2 umfaßt, ist es auch nicht möglich, daß der Boden einfach erst später von der Bewegung erfaßt wurde als der liegende Bergkies. Der Boden ist also keine abgeschwemmte tertiäre Verwitterungsdecke, sondern er ist interglazial.

Als interstadiale Bildung können wir den Boden auch nicht auffassen. In seiner heutigen allochthonen Lagerstätte erreicht der Boden eine Mächtigkeit bis zu 1 m, im Mittel rund 30 cm. Die relativ große Mächtigkeit des Bodens und die rote bis rotbraune Farbe sprechen für eine intensive chemische Verwitterung. Bei der großen Höhenlage von über 850 m ü. NN. waren hierzu in einem Interstadial die notwendigen Klimabedingungen nicht gegeben. Etwas unterhalb des durchgehenden Bodenhorizonts lag in einem kleinen Bodenfetzen innerhalb des Bergkieses ein Stückchen Holzkohle. Da das Gewicht der Kohle nur 2.5 g betrug, konnte keine C^{14}- Bestimmung zur Altersdatierung gemacht werden.

Für die obere Schuttschicht ist ein jungpleistozänes Alter (Würmeiszeit) am wahrscheinlichsten.

Der zeitliche Ablauf der Schuttbildung des oben beschriebenen Aufschlusses war vermutlich wie folgt:

a) In einer mittelpleistozänen Kaltzeit (Jungriß ?) entstand der liegende Bergkies und wurde am NO-exponierten Hang der "Höhe" aufgehäuft.

b) Im letzten Interglazial entstand der rote Boden. Durch Auflösen von Kalk nahe der Erdoberfläche und wieder Ausfällen in etwas tieferen Horizonten (1-2 m unter der Oberfläche) wurde der Bergkies ebenfalls in der Warmzeit örtlich zu Breccie verbacken.

c) Mit dem Absinken der Temperatur zu Beginn der letzten Eiszeit verschwand die geschlossene Vegetationsdecke wieder. Es setzte Solifluktion ein. Gleichzeitig wurde durch Spaltenfrost das oberflächennahe Gestein zersprengt und die groben Weiß-Jura-Kalkblöcke zusammen mit dem Boden den Hang hinab verfrachtet. Die Blöcke gehören nicht primär in den Boden. Sie sind noch scharfkantig und zeigen keinerlei Einflüsse einer chemischen Verwitterung. Primär gehören nur einige kleine Steinchen, die gerundete Kanten haben und mitunter von einer

dünnen mürben Verwitterungsrinde überzogen sind, in den Boden. Aus dem Hochglazial der letzten Vereisung stammt dann schließlich der hangende Bergkies, der zu seiner Entstehung intensiven Spaltenfrost voraussetzt.

Eine Übersicht über die wichtigsten Bergkiesaufschlüsse bringt die folgende Tabelle:

Topographische Lage	Hang-Expos. des Aufschlusses	Mächtigkeit	Bemerkungen
Steinenberg nw.Böttingen (Bl. 7818 Wehingen)	NO	5 m	-
Seitenried wsw.Böttingen (Bl. 7918 Spaichingen)	NO	20-25 m!	Der Bergkies ist ungegliedert, ohne Boden- oder Brecciehorizonte. Der ganze Bergkies stammt also wahrscheinlich aus einer Kaltzeit.
Lengenloch w.Onstmettingen (Bl. 7719 Balingen)	NO	8 m	Kein typischer Bergkies, sondern scherbiger Juraschutt aus Material von Weiß-Jura alpha und Weiß-Jura beta.
"Höhe" sw.Stetten a.K.M. (Bl. 7820 Winterlingen)	siehe Abbildung 11 mit Beschreibung!		
Fachberg n.Winterlingen (Bl. 7820 Winterlingen)	NO	7 m	Durch deutlichen roten Bodenhorizont gegliedert. Über dem Boden setzt der Schutt mit Blockschutt ein. Erst dann folgt der kleinstückige Bergkies.
Brühl an Straße v.Burladingen n. Stetten u.Holst. (Bl.7620 Jungingen	O	15-20 m	Unterteilt durch rotbraunen interglazialen Bodenhorizont.
Leihenberg n.Hayingen (Bl. 7722 Zwiefalten)	O	4 m	Gegliedert durch 2 interglaziale Bodenhorizonte. Über dem Boden folgt zunächst Blockschutt, dann Bergkies.

Tabelle 2

(Ein roter interglazialer Boden befindet sich auch im Schuttfuß des Manzenbühl in der Kiesgrube beim Bahnhaltepunkt von Schmiechen, Bl. 7624 Schelklingen, worauf mich Herr Glökler, Geogr. Inst. Tübingen, aufmerksam gemacht hat).

5.) Datierung von Bergkies und Blockschutt.

Die Schuttablagerungen über den interglazialen Bodenhorizonten setzen meist mit einem groben Blockschutt ein, darüber folgt dann der Bergkies. Auch in den kleineren Bergkiesvorkommen in den Talsohlen (s.o.) liegt der kleinstückige Schutt über dem Blockschutt. Der Bergkies ist die jüngere Ablagerung. Der Unterschied der 2 Schuttfazien ist nicht petrographisch bedingt. Das Ausgangsgestein ist vielmehr beim Blockschutt und Bergkies dasselbe. Die 2 Ausprägungsformen spiegeln vielmehr die verschiedenen klimatischen Verhältnisse zur Zeit ihrer Entstehung wieder. Büdel (1950 und 1953) unterteilt die Würmeiszeit in 2 Perioden:

a) In das Frühglazial oder die Fließerdezeit,

b) in das Hochglazial oder die Lößzeit.

Das Frühglazial ist gekennzeichnet durch kühle Temperaturen und relativ hohe Niederschläge. Im kaltozeanischen Frühglazial spielt die Solifluktion eine große Rolle.

Erst im Hochglazial wurde das Maximum der Temperaturdepression erreicht, die absolute Niederschlagsmenge ging stark zurück. Während das Frühglazial kaltozeanisch war, war das Hochglazial kalt- trocken oder kaltkontinental (Büdel 1950, Seite 442/443). Bodenbewegungen waren jetzt auf die rauhere, stets vegetationsarme Frostschuttzone beschränkt. In der Frostschuttzone herrschte intensiver Spaltenfrost.

Der Blockschutt ist die frühglaziale, der Bergkies die hochglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung auf der Albhochfläche.

Müller (1958, S.248) betrachtete die 800m- Isohypse als ungefähre klimatische Untergrenze des Bergkieses. Nach eigenen Beobachtungen haben aber die Frostschuttzone und mit ihr der Bergkies tiefer hinabgereicht: u.a. befinden sich im Tal der Schmeie einige Bergkiesaufschlüsse, wobei das Herkunftsgebiet des Bergkieses in maximal 700 - 750 m ü. NN. liegt (z.B. Aufschluß 300 m nordöstlich Bahnwarthaus bei Bahnkilometer 71 östlich Frohnstetten; Aufschlüsse an der Straße bei Bahnkilometer 75 südlich Storzingen). Der Leihenberg nördlich Hayingen, an dessen Ost- exponiertem Hang der in Tabelle 2 genannte Bergkiesaufschluß

liegt, hat ebenfalls nur eine Gipfelhöhe von 710,3 m ü.NN.

6.) Abhängigkeit der Schuttbeschaffenheit vom Ausgangsgestein.

Außer diesen 2 klimatisch bedingten Fazien des Schuttes gibt es auch eine petrographisch bedingte Differenzierung des Schuttes wie Weippert (1959) gezeigt hat. Weippert bestimmte den Abplattungsindex nach Cailleux (1952) von Frostschutt. Unter dem Abplattungsindex versteht man den Quotienten $J = \frac{L+B}{2\,D}$, wobei L die größte Länge eines Geschiebes ist, B seine größte Breite senkrecht zu L und D die größte Dicke senkrecht zur Ebene von L und B. Frostschutt, der Massenkalke als Ausgangsgestein hat, zeigte einen Abplattungsindex von 1,5 bis 2; die Gesteinstrümmer haben würfelförmige bis quaderige Gestalt. Frostschutt, der von geschichteten Kalken stammt, hat einen Abplattungsindex von 2,0 bis 3,0; die Gesteinsbruchstücke sind dünnplattig, scherbig. (Vergl. auch Seite 32).

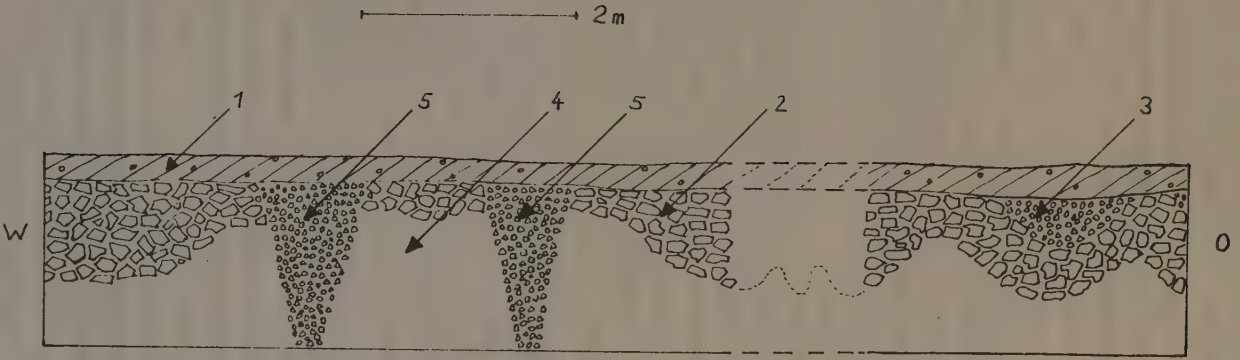
7.) Eiskeile auf der Albhochfläche.

In der westlichen Verlängerung des Profils der Abb. 6 wurden in der Grabenwand des Wasserleitungsgrabens Bäratal- Heinstetten bei Dietstaig der Blockschutt und der Lehm von 2 keilförmigen Spalten durchsetzt (Abb. 12). Die Keile endeten 5 cm unter der Grabensohle (1,85 m unter der Erdoberfläche) und waren mit Bergkies gefüllt. Um Karstschlotten kann es sich nicht handeln, da der größte Teil der Keile im Lehm liegt, es sind vielmehr pleistozäne Eiskeile (Abb. 12).

Beschreibung des Profils von Abbildung 12 .

1.) Rezenter Boden mit wenigen Steinchen.
2.) Jurablöcke mit 10 - 15 cm Durchmesser in hellbraunem Lehm.
3.) Bergkies in einer Frosttasche.
4.) Steinfreier Lehm mit Bohnerzen.
5.) Eiskeile mit Bergkies gefüllt;sie sind scharf gegen ihre Umgebung abgesetzt.

Eiskeile gehen auf Kontraktionsrisse zurück, die bei sehr tiefen Temperaturen aufreißen. Sie treten meist vergesellschaftet auf. Im Sommer dringt in die entstandenen Risse Wasser ein, das im Dauerfrostboden sofort gefriert. Jeden Winter reißt die Spalte erneut auf und jeden Sommer dringt wieder Wasser ein, so daß



Eiskeile, aufgeschlossen im Sommer 1959 im Wasserleitungsgraben sw. Dietstaig auf dem Gr. Heuberg. Erklärung im Text.

Abb. 12

allmählich ein breiter Keil entsteht. Durch Bodenbewegungen in der Auftauzone wird der Eiskeil dort zerstört. Nur der Teil, der stets im Dauerfrostboden lag, kann erhalten bleiben. Beim endgültigen Schwinden des Dauerfrostbodens wird die Spalte vom hangenden Material gefüllt. Ein Eiskeil beweist ebenso wie Würge- und Taschenböden eine Dauergefrornis. Diese hat mindestens $1\frac{1}{2}$ mal so tief gereicht wie der Eiskeil, denn beim Tauen schwindet die Dauergefrornis zu einem Drittel von unten und zu zwei Dritteln von oben. Falls der Eiskeil den ganzen Dauerfrostboden durchsetzt hat, konnten nur die oberen zwei Drittel vom hangenden Material aufgefüllt werden und damit bis in die Gegenwart sichtbar bleiben (Soergel 1942, S.62-64). Eiskeile kommen meist in feinkörnigem Material (Lehm, Löß, Sand, Kies) vor (Woldstedt 1954, S. 160).

In dem hier vorliegenden Fall sind die Verhältnisse etwas kompliziert. Die Keile beginnen nur 20 - 30 cm unter der Oberfläche und liegen im gleichen Horizont wie die in Abb. 6 beschriebenen Taschen. Letztere sind aber eine Erscheinung des Auftaubodens, in dem es keine Eiskeile geben dürfte. Die Frosttaschen und die Eiskeile können nicht zur selben Zeit entstanden sein. Die Annahme, daß die 2 eiszeitlichen Gebilde aus 2 verschiedenen Kaltzeiten stammen, ist aber nicht notwendig.

Die zeitliche Aufeinanderfolge müssen wir uns wie folgt vorstellen: Der Lehm stammt aus einer Warmzeit. Er wurde im Frühglazial der würmeiszeit von Blockschutt überlagert. Im Hochglazial wurde der Blockschutt teils in situ liegend noch weiter zertrümmert, teils wurde Bergkies allochthon auf dem Blockschutt abgelagert. Als eine geschlossene Bergkiesdecke über dem Blockschutt lag, entstand der Taschenboden in der damaligen Auftauzone. Durch Solifluktion wurde weiterer Bergkies über den Taschen aufgeschüttet. Sie kamen aus der Auftauzone heraus und in den Dauerfrostboden zu liegen. Jetzt entstanden die Eiskeile.

Durch postglaziale Abtragung wurde das ganze Profil geköpft, so daß die Eiskeile heute unmittelbar unter dem rezenten Boden einsetzen. Die ganze Schicht, die zur Zeit der Eiskeilentstehung die Auftauzone bildete, muß dieser Abtragung zum Opfer gefallen sein. Da wir uns schon sehr nahe am Steilabfall

befinden, ist hier eine flächenhafte Abtragung leicht möglich. Einen Hinweis auf eine postglaziale Denudation gibt uns ein Profil unmittelbar vor dem Steilabfall (Abb. 13).

Beschreibung des Profils von Abbildung 13 .

1.) Schwarzbrauner Boden mit wenigen Kalksteinstückchen.
2.) Hellbrauner Boden mit vielen Kalksteinstückchen.
3.) Dunkelbrauner Boden ohne Kalksteinstückchen.
4.) Blockschutt.

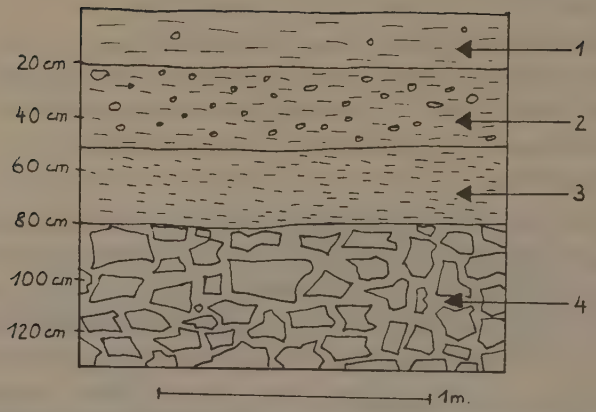
Hangaufwärts keilt der Horizont 2 aus. Er kann nur durch eine flächenhafte Bewegung den Horizont 3 überwandert haben. Diese Bewegung hatte allerdings nur einen geringen Tiefgang.

Normalerweise liegen Eiskeile nur in feinkörnigem Material (s.o.); in unserem Falle wurde dagegen auch grober Blockschutt von den Eiskeilen durchsetzt. Wir müssen dabei jedoch berücksichtigen, daß der Lehmhorizont hier weit nach oben ausgebuchtet ist, oder mit andern Worten: Der Blockschutt bildete wahrscheinlich nur noch ein schmales Band zwischen dem hangenden Bergkies und dem liegenden Lehm.

Wenn wir annehmen, daß der heute abgetragene Auftauboden eine Mächtigkeit von etwa 1,5 m hatte, was ungefähr der Tiefe der Taschen entspricht, dann hatte der Eiskeil eine Tiefe zwischen 3 und 3,5 m. Der Dauerfrostboden reichte also mindestens bis zu 5 m unter die würmeiszeitliche Erdoberfläche. Bleich und Groschopf haben 1959 am Talhang des Filstals bei Bad Überkingen, also bei viel geringerer Höhenlage (unter 600 m ü. NN.) einen Eiskeil mit einer mutmaßlichen Tiefe von 4 - 5 m entdeckt,was einer Mindestmächtigkeit der Tjäle von 6 - 8 m entspricht. Auf der Hohen Schwabenalb werden wir daher mit einer würmeiszeitlichen Tjälemachtigkeit von rund 10 m rechnen müssen.

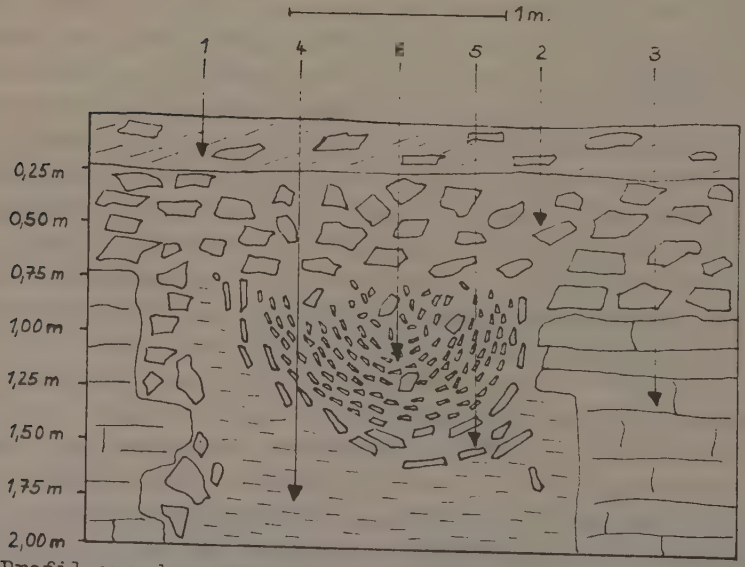
8.) Materialsortierung in Karstschlotten.

Im Wasserleitungsgraben von Hülben zum Berghau bei Erkenbrechtsweiler (Bl. 7422 Dettingen) wurde auf dem Berghau in ca. 725 m ü.NN. ein Karstschlot angeschnitten. Der untere Teil desselben war mit Lehm gefüllt, im oberen Teil war kantiger Schutt schalig eingeregelt (Abb. 14).



Profil aus dem Wasserleitungsgraben sw. Dietstaig, wenige Meter vor dem Steilabfall zum Bäratal. Erklärung im Text.

Abb. 13



Profil aus dem Wasserleitungsgraben auf dem Berghau bei Erkenbrechtsweiler. Erklärung im Text.

Abb. 14

Beschreibung des Profils von Abbildung 14 :

1.) Rezenter Boden.
2.) Grobe Kalkblöcke in Lehm eingebettet.
3.) Anstehender Fels.
4.) Lehm.
5.) Grobe, plattige, girlandenförmig eingeregelte Kalkblöcke.
6.) Bergkies. Die einzelnen Bergkiesstücke sind girlandenförmig eingeregelt, dazu einzelne grobe Kalkblöcke.

Es ist nicht wahrscheinlich, daß der heutige Juraschutt schon in dieser Lagerung eingeschwemmt wurde. Die Grenzflächen zwischen Lehm und Grobschutt einerseits und Grobschutt und Bergkies andererseits werden ursprünglich annähernd horizontal gelegen sein. Die girlandenförmige Einregelung erfolgte durch Dichteunterschiede zwischen Schutt und Lehm über Dauergefrornis. Der Lehm nahm in der Auftauzone den Zustand eines dünnflüssigen Breies an. In der Mitte sank der schwerere Schutt in die Tiefe, der stark wasserhaltige Lehm drückte an den Rändern der Karstschlotte nach oben. Beim Gefrieren der Auftauzone ist vermutlich auch noch eine Frostschubwirkung hinzugekommen, was die parallele Einregelung der Geschiebeteilchen wesentlich förderte.

Im Leitungsgraben Hochwang - Oberlenningen waren bei Hochwang 2 weitere solche Karstschlotten mit eingeregeltem Schutt aufgeschlossen.

9.) Schichtaufbiegung an Klüften (Stiche).

Im Plattenkalksteinbruch von Kolbingen zeigen die Schichten im obersten Meter unter der Erdoberfläche starke Störungen. Die wenige Zentimeter dicken Kalksteinplatten der Ulmensis-Schichten sind stellenweise dachförmig aufgebogen. In einem großen Teil des Steinbruchs liegen die Platten im obersten Meter sogar so wirr durcheinander, daß der ehemalige Gesteinsverband nicht mehr sichtbar ist. Die Platten sind in den gestörten Schichten in gelben Lehm eingebettet. Die Untergrenze der gestörten Schichten ist eine ebene Grenzfläche und liegt unabhängig vom Grad der Störung überall in derselben Tiefe (rund 1 m unter der Erdoberfläche). Die gestörte Schicht wird von rezen-

ten Rendzina-Boden überlagert. Eine Durchmischung von Plattentrümmern, Lehm und Boden fand nicht statt; die Zerstörung des Schichtverbandes war vor Beginn der rezenten Bodenbildung abgeschlossen (Abb. 15).

Beschreibung des Profils von Abbildung 15 :

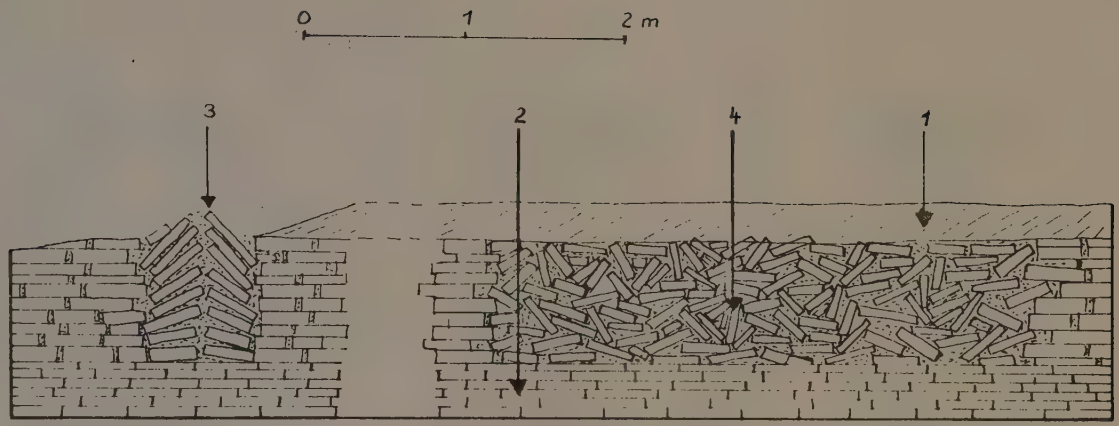
1.) Rezenter Boden.
2.) Ungestörter Schichtverband der Ulmensisschichten.
3.) Dachförmige Schichtaufbiegung.
4.) Wirr gelagerte Platten, in gelben Lehm eingebettet.

Der Aufschluß liegt in sehr gering geneigtem Gelände, die Störungen können daher nicht auf Rutschungen zurückgeführt werden. Da sich die Erscheinung nur in der Nähe der Erdoberfläche zeigt, müssen die Kräfte, die den normalen Schichtverband zerstörten, von dort ausgegangen sein.

Keilhack (1931) hat als erster in Deutschland solche Schichtaufbiegungen beschrieben und den Namen "Stiche" dafür eingeführt.[1] Die Stiche sind in pleistozänen Kaltzeiten entstanden. Schmelzwasser, das in der Auftauschicht vorhanden ist oder durch Klüfte eindrang, konnte infolge des tieferen Dauerfrostbodens nicht versickern und drang in die Schichtfugen und Kleinklüfte zwischen den Gesteinsplatten ein. Beim Wiedergefrieren wurden durch die Volumzunahme des gefrierenden Wassers Druckkräfte erzeugt, durch welche die Platten horizontal gegen die Klüfte gepreßt wurden. Es kam zu Ausgleichsbewegungen in Richtung des geringsten Widerstandes, d.h. nach oben. Zur Genese der Stiche ist eine Wasser - stauende Schicht notwendig. Diese wurde durch den Dauerfrostboden gebildet. Die deutliche Grenze zwischen der gestörten Schicht und dem unzerstörten Gesteinsverband stellt die Obergrenze des Dauerfrostbodens dar.

In den Fließstrukturen, Taschenböden und Stichen haben wir verschiedene Indikatoren, welche die Auftautiefe während den pleistozänen Kaltzeiten auf der Albhochfläche anzeigen. Die gefundenen Werte für die Auftautiefe liegen zwischen 1,0 m und 1,6 m.

1) Schon 1932 führten Lotze und Krüger die Stiche auf Druckkräfte zurück, die in der Eiszeit von gefrierendem Wasser in den Klüften ausgingen.



Schematische Darstellung der Schichtaufbiegungen und des durch Kryoturbation zerstörten Schichtverbandes im Plattenkalkbruch von Kolbingen. Erklärung im Text.

Abb. 15

10.) Morphologische Auswirkungen der Solifluktion.

Der in den pleistozänen Kaltzeiten entstandene Frostschutt hat die in den Warmzeiten durch Lösung entstandenen kleinen Unebenheiten im Relief weitgehend verwischt. In kleinen Vertiefungen des Untergrundes hat er sich in größerer Mächtigkeit angesammelt als in deren Umgebung. Die Felsoberfläche hat oft ein viel unruhigeres Relief als es die heutige Erdoberfläche vermuten läßt. So werden z.B. am Südhang des Roßbergs östlich Ebingen bei sehr ausgeglichenem Hanggefälle bald fester Fels, bald Bergkies in Wegeinschnitten aufgeschlossen. Das ertrunkene Kleinrelief wird besonders an der Wegegabelung in 770 m ü.NN. sichtbar (Abb. 16).

Beschreibung des Profils von Abbildung 16 :

1.) Rezenter Waldboden.
2.) Anstehender Fels.
3.) Bergkies.
4.) Verstürztes Material.

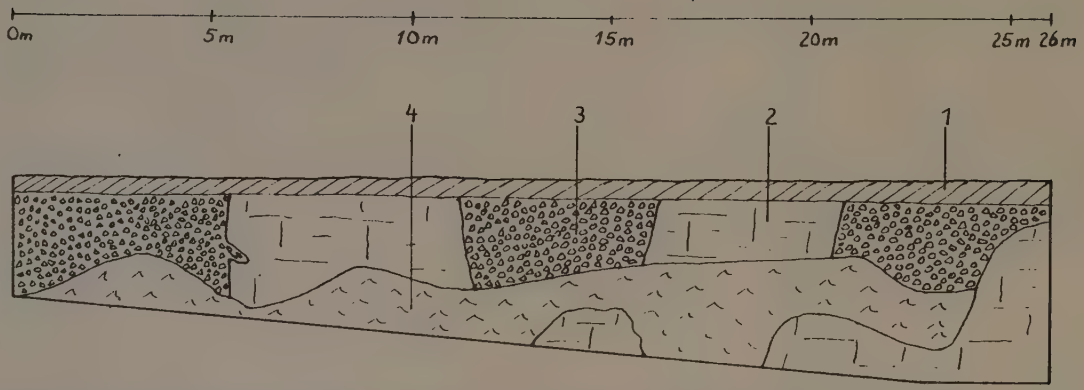
Auf eine Entfernung von 26 m im Hangstreichen schwankt die Mächtigkeit des Bergkieses zwischen 0 und 2,5 m.

Bei Grabungen von Wetzel (1957, Tafel II) am Abhang des Lonetales bei der Bocksteinschmiede wurde der Fels ebenfalls in sehr unterschiedlicher Tiefe erreicht.

Um welchen Betrag die Kuppen durch die Frostverwitterung und Solifluktion erniedrigt worden sind, läßt sich nicht genau ermitteln. Die großen Mächtigkeiten des Bergkieses an einigen schattexponierten Hängen (z.B. an der Straße Burladingen-Stetten u. Holst. und am Seitenried wsw. Böttingen/Heuberg, siehe Tab. 2) lassen jedoch darauf schließen, daß viele Kuppen in jeder Kaltzeit um mehrere Meter abgetragen worden sind.

In den Trockentälern und Mulden wird der feste Fels in der Regel in 2 m Tiefe nicht erreicht. Tiefere Aufschlüsse fehlten z.Zt. der Geländebegehungen in den Talsohlen.

Im Andertal westl. Heinstetten (Heuberg) brach bei der Aushebung des Wasserleitungsgrabens ein Erdfall ein. Der entstandene Schacht lieferte einen 9 m tiefen Aufschluß: Über 8 m mächtigem Blockschutt lag 1m Bergkies, fester Fels wurde nicht sichtbar.



In Bergkies ertrunkenes "Kleinrelief" am S- Hang des Roßberges 4.5 km östlich von Ebingen. Aufschluß an der Wegegabelung in 770 m ü. NN. Erklärung im Text.

Abb. 16

In einigen abflußlosen Wannen liegt der Fels nur unter einer dünnen Lehmdecke. Aber auch in solchen Fällen gibt es Hinweise dafür, daß der Fels einst von Schutt überlagert wurde, der seit Ende des Pleistozäns der chemischen Verwitterung zum Opfer gefallen ist. Im unteren Mauertal, 4 km nnw. von Stetten a.Kalt.Markt, liegt in der Sohle der abflußlosen Wanne ein kleiner Steinbruch. In einer Spalte ist Nägelesfels (zu Breccie verbackener Bergkies) fest mit dem Massenkalk verkittet.

Der Höhenunterschied zwischen Kuppen und Tälern wurde durch Abtragung von den Kuppen und Aufschüttungen in den Tälern vermindert. Wie die Profile von Abb.6 und Abb.12 beweisen, wechsellagern in den abflußlosen Mulden Lehm und Schutt.

III.)Die asymmetrischen Täler der Hohen Schwabenalb (SW-Alb).

1.) Allgemeine Übersicht und Verteilung.

Innerhalb des Untersuchungsgebiets wurden alle Täler auf Grund der topographischen Karten 1:25 000 mit dem Stechzirkel auf ihre Asymmetrieverhältnisse hin vermessen. Von den 580 km Talstrecken haben sich 200 km als asymmetrisch erwiesen; das sind rund 35 %. Die Verteilung der asymmetrischen Täler oder Talstrecken ist sehr ungleichmäßig. Namentlich dort, wo ausgedehnte und wenig zerschnittene Hochflächen vorhanden sind, ist ihre Verbreitung groß. Im Gebiet des großen Heubergs zwischen Meßstetten, Stetten am Kalten Markt und Schwenningen/Krs. Stockach haben praktisch alle größeren Trockentäler ein mehr oder weniger ungleichseitiges Querprofil. Auf der Hochfläche östlich von Ebingen - Tailfingen bis zur Wehla - Lauchert sind die asymmetrischen Täler ebenfalls weit verbreitet; hier ist allerdings die Asymmetrie nicht so gut ausgeprägt wie im erstgenannten Raum. Ferner ist in der Umgebung von Böttingen der Anteil der asymmetrischen Täler im Vergleich zur gesamten Tallänge erheblich. Die großen und tief eingeschnittenen Täler der Schmiecha - Schmeie, des Lipbachs und der beiden Bära haben ein gleichseitiges Querprofil. Dasselbe gilt auch von der Mehrzahl der kurzen, aber sehr gefällsreichen Nebentäler vom Ursental, Lipbachtal, Oberer und Unterer Bära, Schmiecha - Schmeie, Wehla - Lauchert und Donau. Daher ist in der Umgebung von Obernheim und Kolbingen - Renquishausen und südlich Winterlingen die Dichte der asymmetrischen Täler relativ gering (S. Abb. 21, S.71).

Eine Bestandsaufnahme hat insgesamt 64 asymmetrische Täler oder Talabschnitte ergeben (S. Anh. III). Davon liegen allein im Raum Ebingen (topogr. Karte 1: 25 000 Blatt 7720 Ebingen) 19 Stück und im Raum Winterlingen (topogr. Karte 1: 25 000 Blatt 7820 Winterlingen) 14 Stück und zwar vorwiegend rechts der Schmeie. Die folgende Zusammenstellung zeigt die Verteilung der asymmetrischen Täler auf den einzelnen Kartenblättern der topographischen Karten 1: 25 000 innerhalb des Untersuchungsgebiets. Wenn sich bei einem Tal über längere Entfernungen hin die Asymmetrieverhältnisse umkehren, werden diese Talabschnitte getrennt behandelt.

Karten-Nr.	Anzahl der asymm. Täler	Gestein		Bemerkungen
7719 Balingen	4	ob.Br.Jura- W.J.α -W.J.δ		-
7720 Ebingen	19	W.J.α -W.J.ε meist Wmk [1)]	15	Trockentäler
7818 Wehingen	3	W.J.β -W.J.δ	3	"
7819 Meßstetten	8	meist Wmk daneben W.J.α - W.J.δ	7	"
7820 Winterlingen	14	meist Wmk	14	"
		daneben W.J.δ	4	abflußlos
7821 Veringenstadt	4	Wmk, W.J.ε	4	Trockentäler
7918 Spaichingen	3	W.J.β	3	"
7919 Nendingen	5	Wmk und W.J.α -W.J.δ	5	"
7920 Leibertingen	2	Wmk, W.J.ε	2	"
7921 Sigmaringen	2	Wmk, W.J.ε	2	"

Tabelle 3

Die unteren Teile des Rohrbachtals und Meßstetter Talbachtals, ferner das Eyachtal zwischen Pfeffingen und Lautlingen (alle auf Blatt 7719 Balingen) liegen z.Tl. noch innerhalb des Braunen Juras. Hier sind jedoch sowohl die Hänge als auch die Talsohle weitgehend von Weiß-Jura-Schutt bedeckt. Alle anderen Täler liegen vollständig innerhalb des Weißen Juras. Die Mehrzahl der asymmetrischen Täler liegt auf der Albhochfläche im Massenkalk (Wmk). Nur die gefällsreichen Talstrecken in der Nachbarschaft der Haupttäler des Untersuchungsgebietes schneiden z.Tl. den unteren und mittleren Weißen Jura an. Die Täler bei Böttingen liegen auf der Schichtflächenalb, also ebenfalls im unteren Weißjura. Auf den Blättern Ebingen, Veringenstadt, Leibertingen und Sigmaringen verlaufen einige Täler teilweise in ε-Schüsseln. In der überwiegenden Mehrzahl sind die asymmetrischen Täler heute Trockentäler. Nur die 4 Täler auf Blatt Balingen, 4 auf Blatt Ebingen und 1 auf Blatt Meßstetten führen noch Wasser.

1) Wmk = Weiß Jura Massenkalk

2.) Die Steilhangexposition in Abhängigkeit von der Höhenlage.

Wenn man die Verteilung der Steilhänge der asymmetrischen Täler auf die verschiedenen Himmelsrichtungen betrachtet, so zeigt es sich, daß im Untersuchungsgebiet praktisch in jede Exposition Steil- bzw. Flachhänge zu liegen kommen. Die zahlenmäßige Verteilung der Steilhänge auf die verschiedenen Himmelsrichtungen zeigt folgende Übersicht:

Steilhangexposition		Anzahl der asymmetr. Täler oder Talabschnitte
Schatt-expositionen	N	5
	NO	14
	O	17
	SO	-
Sonn-expositionen	S	13
	SW	13
	W	6
	NW	1

Tabelle 4

Auf die Schattexpositionen entfallen 36, auf die Sonnexpositionen 33 Steilhänge. Die Summe ist hier größer als 64 (s.o.), da bei Tälern, die eine scharfe Richtungsänderung aufweisen, die einzelnen Talabschnitte in dieser Tabelle getrennt aufgeführt sind.

Nach Tabelle 4 verteilen sich die Steilhänge der asymmetrischen Täler scheinbar regellos auf die einzelnen Expositionen. Die meisten Steilhänge fallen auf die Expositionen O,NO,S,SW. Auffallend gering ist die Zahl der asymmetrischen Täler, die von NO nach SW oder umgekehrt verlaufen, also Steilhangauslagen nach NW bzw. SO haben. Bei einer Aufgliederung der Steilhangauslagen in ihrer Abhängigkeit von der absoluten Höhenlage wird eine deutliche Gesetzmäßigkeit erkennbar.

Auf Tabelle 5 (Siehe Seite 58) wurden die Steilhangexpositionen der asymmetrischen Talabschnitte in Höhenschichten von jeweils 50 m dargestellt. Die Tabelle zeigt in den tiefen Lagen ein deutliches Überwiegen der steilen Sonnenhänge. Bei einer Höhenlage unter 700 m NN haben von 18 asymmetrischen Talabschnitten nur 3 einen steilen Schatthang, das sind $16^{2}/_{3}$ %. Auf die Steilhangexpositionen S und SW entfallen je $33^{1}/_{3}$ %

der asymmetrischen Täler. Mit zunehmender Höhenlage nimmt der prozentuale Anteil der steilen Sonnenhänge mehr und mehr ab, der Anteil der steilen Schatthänge nimmt zu und zwar von 25 % in der Höhenstufe von 700 - 750 m auf 30 % zwischen 750 und 800 m NN. Oberhalb 800 m überwiegen dann die Täler mit steilem Schatthang mit 68,5 % (Exposition N 13,5 %; NO 23 %; O 32 %; - S 18 %; SW 13,5 %). In der Höhenstufe von 850 bis 900 m NN beträgt ihr Anteil bereits 84 % (N 12 %; NO 40 %; O 32 %; - S 4%; SW 8 %; W 4 %) und ab 900 m NN fehlen die Täler mit steilem Sonnenhang völlig.

Die Steilhangauslage in ihrer Abhängigkeit von der Höhenlage.

Steilhang-Exposition	Anzahl der asymmetrischen Täler verteilt nach der absoluten Höhenlage der Talsohle						
	unter 700m	700m-750m	750m-800m	800m-850m	850m-900m	über 900m	Summe
N	-	-	-	3	3	-	6
NO	1	1	1	5	10	5	23
O	2	5	5	7	8	3	30
SO	-	-	-	-	-	-	-
S	6	7	5	4	1	-	23
SW	6	8	6	3	2	-	25
W	2	3	3	-	1	-	9
NW	1	-	-	-	-	-	1
asymm.-Täler mit steilem Schatthang	3	6	6	15	21	8	59
	16,66%	25%	30%	68,18%	84%	100%	
asymm.-Täler mit steilem Sonnhang	15	18	14	7	4	-	58
	83,33%	75%	70%	31,82%	16%	-	
Gesamtsumme	18	24	20	22	25	8	117
	100%	100%	100%	100%	100%	100%	

Tabelle 5

Die prozentuale Verteilung der Steihangauslagen in den einzelnen Höhenschichten veranschaulicht auch Abbildung 17 : Die Zahlen wurden auf halbe Prozente genau angegeben. In den ersten 3 Diagrammen weisen die Strahlen vorwiegend nach SW und S, in den letzten 3 Diagrammen nach NO und O. Es besteht also eine auffallende Gegensätzlichkeit zwischen den Asymmetrieverhält-

Prozentuale Verteilung der Steilhangauslagen in den einzelnen Höhenschichten.

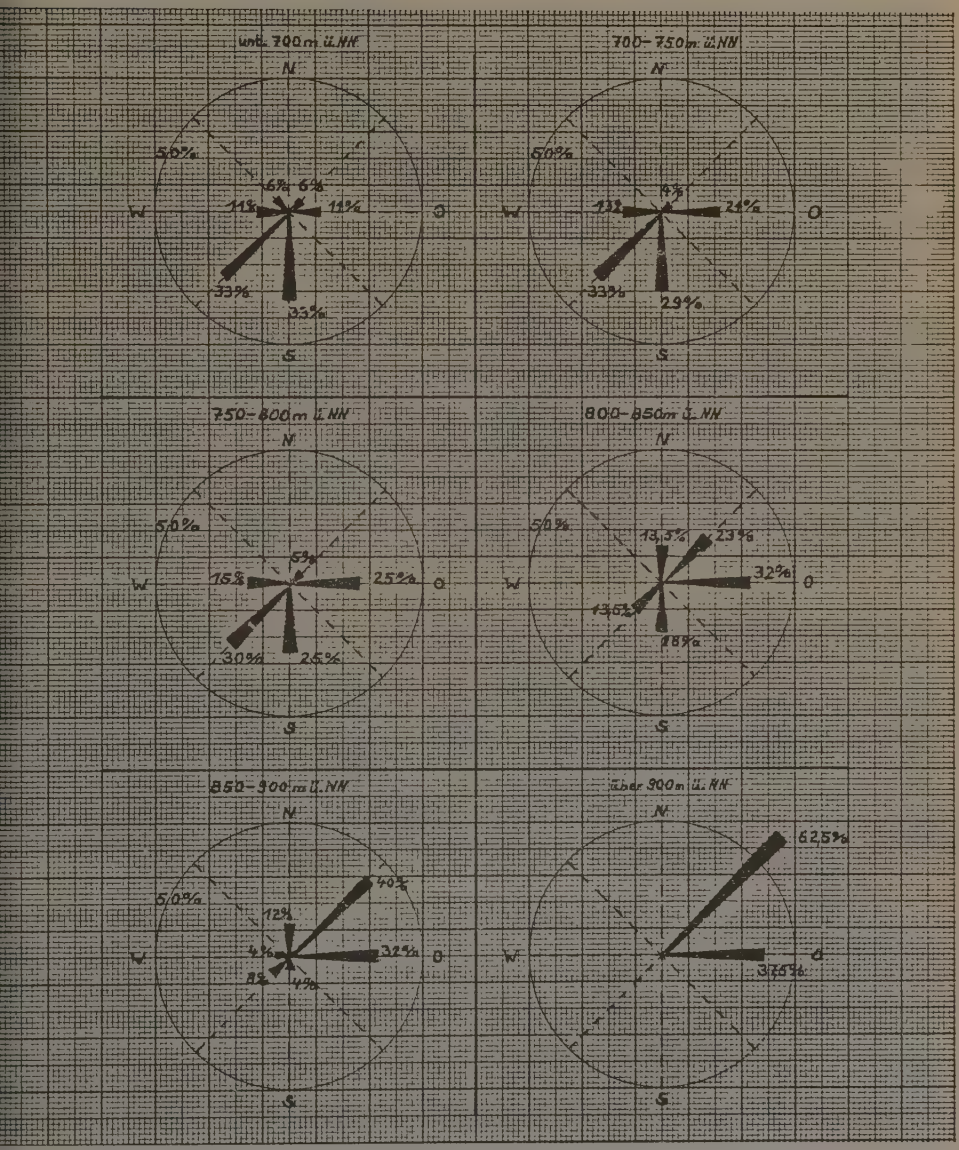


Abb. 17

nissen der tieferen Höhenstufen und den Asymmetrieverhältnissen in den Höhengebieten. Bei einem Aufstieg von Gebieten unter 700 m ü.NN. in solche über 900 m ü. NN. drehen sich die Asymmetrieverhältnisse gerade um.

3.) Gestalt und Untergrund der asymmetrischen Täler.

Die Täler der SW- Alb haben alle einen ziemlich gestreckten Verlauf. In Abständen von mehreren 100 Metern bis Kilometern treten gelegentlich Talbiegungen auf. Eigentliche Talmäander sind aber sehr selten. Die bevorzugten Talrichtungen sind auf der Albhochfläche NW - SO oder auch beinahe N - S. Die Talrichtung W- O tritt auf der Albhochfläche zurück, was auch in den Diagrammen der Abb. 17 zum Ausdruck kommt: Zurücktreten der N - exponierten Steilhänge gegenüber den NO- und O- exponierten Steilhängen. Erst in den tiefer gelegenen Nebentälern von Schmiecha- Schmeie und Lauchert werden auch W- O- gerichtete Laufabschnitte häufiger.

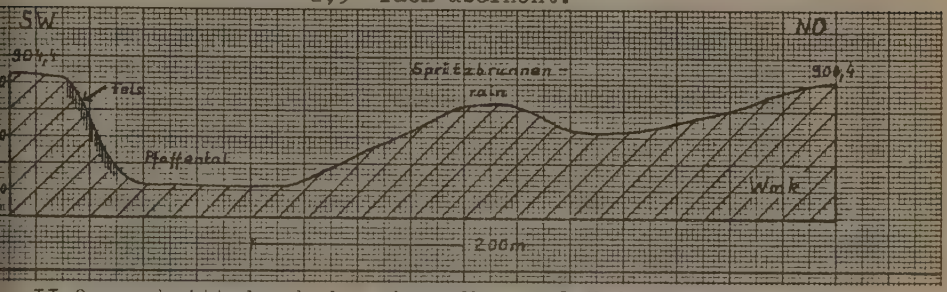
Täler mit steilen O- und NO- exponierten Hängen:

Die größeren Trockentäler auf der Albhochfläche sind meist Sohlentäler, wie z.B. das Pfaffental und Mauertal im Truppenübungsplatz Heuberg oder das Tal am Hagenrain südlich Bitz. Die rechten Talhänge (NO- und O- Exposition) sind durch einen ziemlich scharfen Knick von der Talsohle abgesetzt. Es sind bewaldete Steilhänge, die mitunter durch schroffe Felsen ein bewegtes und unruhiges Relief erhalten. An den Gegenhängen fehlen die Felsen weitgehend. Diese nach SW und W schauenden Talflanken haben ein ruhigeres Relief und ein gleichmäßiges oder konkaves Gefälle. Sie gehen fast unmerklich in die Talsohle über (s. Abb. 18 , I und II). Die Täler der Hochfläche sind gegenüber den umgebenden Höhen ungefähr 50 m eingetieft.

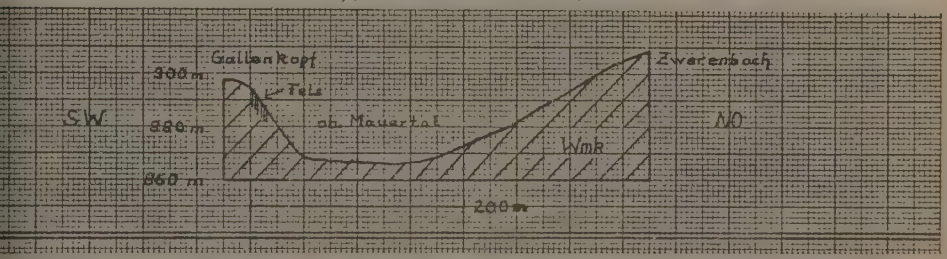
Die Mehrzahl der Täler mit steilen O-und NO-exponierten Talhängen liegen vorwiegend im Massenkalk, ohne jedoch auf diesen allein beschränkt zu sein. In der Umgebung von Böttingen fallen die Täler mit steilen Schattenhängen in den Bereich des unteren und mittleren Weißen Juras; dasselbe gilt für einige Täler bei Tailfingen.

Die Talsohlen der Täler werden oft von entkalktem,eingeschwemmtem Lehm bedeckt. Unter dem Lehm liegen dann Kies und

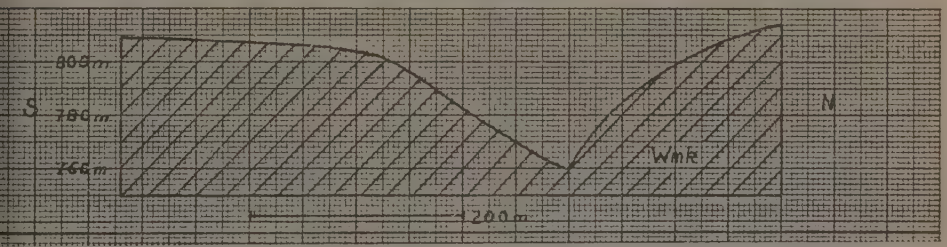
I.Querschnitt durch das untere Pfaffental:N-O-Asymmetrie.
2,5- fach überhöht.



II.Querschnitt durch das obere Mauertal:N-O-Asymmetrie.
2,5- fach überhöht.



III.Querschn. durch das Tal w. Kaiseringen:S-W-Asymmetrie.
2,5- fach überhöht.



IV.Querschn.durch das Rossental w.Tailfingen:S-W-Asymmetrie.
2,5- fach überhöht.

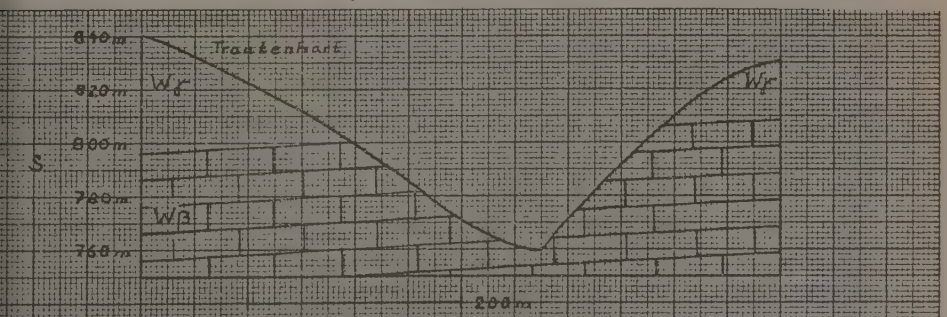


Abb. 18

Schutt. Auch auf allen flacheren Hangteilen folgt unter der Bodendecke nicht sofort der anstehende Fels, sondern sie werden, wie ich im vorhergehenden Hauptkapitel gezeigt habe, von einem Mantel von Blockschutt und stellenweise auch Bergkies überzogen. Zahlreiche Kuppen der SW- Alb, die abseits der asymmetrischen Täler liegen, zeigen ebenfalls dieses asymmetrische Querprofil mit Felsabstürzen am Schatthang und gleichmäßig geböschten, flacheren Sonnenhängen. Beispiele für solche Kuppen sind Höhe 966,3 südlich Geyerbad, Kirchlebühl südlich Obernheim, Kuppe 912,3 und Brankbühl östlich Nusplingen, Neueschbühl bei Heidenstadt (alle Blatt 7819 Meßstetten), Hornstein südlich Ebingen (Blatt 7820 Winterlingen), Linkenboldshöhle und Ernzet bei Onstmettingen, Rabenstein und Urschwanger Käpfle südlich Burladingen, Fuchsloch und Kuppe 855 nördlich vom Teufelstal (alle Blatt 7720 Ebingen) u.a.

Das durchschnittliche mittlere Gefälle der Steilhänge liegt bei 15° (Schwankungen zwischen 10 und 30°). Die Extremwerte erreichen aber wesentlich höhere Beträge: In den Felspartien kommen Neigungswinkel von über 75° vor. An den Flachhängen der asymmetrischen Täler beträgt das durchschnittliche mittlere Gefälle 8°. Böschungen mit über 15° Neigung sind hier selten.

Täler mit steilen S- und W- exponierten Hängen:

Bei den asymmetrischen Tälern mit steileren S-, SW- und W- exponierten Flanken bestehen keine solch auffallenden Unterschiede im morphologischen Formenschatz der Steil- bzw. Flachhänge wie es bei den oben beschriebenen Tälern der Fall war. Während die Täler der Hochfläche mit ihrer N- O- Asymmetrie in der Regel weniger als 50 m relative Tiefe gegenüber den umliegenden Höhen haben, sind die Täler mit S- W- Asymmetrie oft mehr als 100 m eingetieft. Die Höhendifferenzen zwischen der Talsohle und der Oberkante der Talböschungen beträgt z.B. beim Rohrbachtal 150 m, beim Tal des Meßstetter Talbaches rund 200 m und beim Eyachtal zwischen Margrethausen und Lautlingen sogar rund 230 m. Diese tief in ihr Umland eingeschnittenen Täler sind vorwiegend Kerbtäler. Sofern bei einem Tal eine Talsohle vorhanden ist, ist sie nur wenige Dekameter breit. Die Flachhänge zeigen-- vor allem in den unteren Hangteilen-- ein kon-

kaves Gefälle, die Steilhänge haben eine ausgeglichene Gefällskurve oder sie sind konvex (Abb. 18, III und IV). Eine Ausnahme bildet das Harthauser Tal südöstlich Bitz, das innerhalb einer Zeta- Schüssel liegt. Hier sind beide Hänge konkav.

Der durchschnittliche mittlere Böschungswinkel beträgt bei den Flachhängen rund 15° (Schwankungen von 10 bis 25°), bei den Steilhängen 24° (Schwankungen von 12 bis 35°). Beide Talhänge sind häufig mit einer Schuttdecke überzogen.

4.) Die Entstehung der asymmetrischen Täler.

Die Ausführungen in den vorhergehenden Abschnitten haben gezeigt, daß es auf der SW- Alb zwei verschiedene Arten von Talasymmetrie gibt, wobei zwischen den zwei Typen auch Unterschiede in den Hangformen bestehen. Es erheben sich nun folgende Fragen : a) In welcher Zeit und b) durch welchen Mechanismus sind die asymmetrischen Täler entstanden? c) Stammen die zwei Arten der Asymmetrie aus der gleichen Zeit oder liegen zwei Generationen asymmetrischer Täler vor?

Ein asymmetrischer Talquerschnitt entsteht, wenn die Wirksamkeit von Erosion und Denudation an den beiden Talhängen nicht gleich groß ist. Das kann dadurch bedingt sein, daß die beiden Talhänge gegenüber den Abtragungskräften verschieden widerstandsfähig sind. Besonders im Schichtstufenland kommt es häufig zu dieser "petrographisch bedingten Asymmetrie". Ein Fluß, der im Schichtstreichen oder in einem spitzen Winkel dazu fließt, erodiert am Schichtkopfhang stärker und unterschneidet diesen, da das Wasser hier leicht in die Schichtfugen eindringen kann. Am Gegenhang ist dagegen die Denudation stärker; dort tritt das Schichtwasser aus und die Gesteinspakete kommen auf den Schichtflächen leicht ins Gleiten.

Innerhalb des Untersuchungsgebiets fallen die Schichten ungefähr nach Südost ein (Wagner 1929, S. 245 und S. 279). Die Schichtlagerung kann aber für die Genese der asymmetrischen Täler der Südwestalb nicht der entscheidende Faktor sein : Es gibt zahlreiche Täler innerhalb der geschichteten Fazies des oberen Doggers und des unteren und mittleren Weißen Juras, die annähernd im Schichtfallen verlaufen und trotzdem eine deutlich ausgeprägte Asymmetrie aufweisen. Asymmetrische Täler mit Steil-

hängen, die eine Auslage in den Richtungen SW, S, SO, O und NO haben, müssen auf alle Fälle eine andere Ursache haben. Lediglich bei den W-, NW- und N- exponierten Steihängen ist ein Einfluß der Schichtlagerung möglich. Die Anzahl der Täler mit diesen Steilhangauslagen ist jedoch im Vergleich zur Gesamtzahl der asymmetrischen Täler gering (Abb. 17, S. 59). Im Untersuchungsgebiet liegen die N- exponierten Steilhänge zudem in ihrer Mehrheit im ungeschichteten Massenkalk, in welchem die Schichtlagerung keine Rolle spielt.

Eine petrographisch bedingte oder mitbedingte Asymmetrie liegt im Untersuchungsgebiet nur in solchen Fällen vor, wo ein Tal entlang einer Verwerfung verläuft, sodaß an den beiden Talhängen verschiedene Gesteine liegen. Entlang der südwestlichen Randverwerfung des Hohenzollerngrabens liegen mehrere solche Täler. Das Brunnental östl. Onstmettingen (Blatt 7720 Ebingen) hat im obersten Talabschnitt am rechten Talhang, der den Steilhang bildet, ungeschichtete Massenkalke anstehen, am Flachhang dagegen Weiß Jura β und Weiß Jura γ. Die Asymmetrie setzt sich aber im unteren Teil des Tales fort, in dem an beiden Talhängen Weiß Jura α und Weiß Jura β anstehen. Beim Tal südlich Schorren und beim Heutal liegt ebenfalls die Randverwerfung des Hohenzollerngrabens auf der Talsohle (beide Täler auf Blatt 7720 Ebingen). Bei ersterem liegt am NO- exponierten Steilhang Massenkalk, am Flachhang liegen hangende Bankkalke; beim tiefer gelegenen Heutal bildet der Massenkalk den NO- exponierten Flachhang, Ulmensisschichten, Zementmergel und hangende Bankkalke den Steilhang. Der Massenkalk befindet sich also einmal am Steilhang, das andere Mal am Flachhang.

Auch bei Tälern der Hochfläche, die am Rande von Zeta-Schüsseln verlaufen, kommt es vor, daß am einen Talhang Massenkalk, am anderen Hang Weiß Jura ε ansteht. Beispiele hierfür sind das Weintal östlich Unterschmeien (Blatt 7920 Leibertingen) und das Tal an der Brandhalde südwestlich Jungnau (Blatt 7821 Veringenstadt). Beim weintal (S. Abb. 19) liegt Weiß Jura ε am SO-exponierten Flachhang, beim Tal an der Brandhalde ebenfalls am Flachhang in NO- Exposition. In der Regel bildet der Massenkalk den Steilhang. Das Heutal ist eine Ausnahme von dieser Regel.

Querschnitt durch das Weintal: Petrographisch bedingte Asymmetrie.
2,5- fach überhöht.

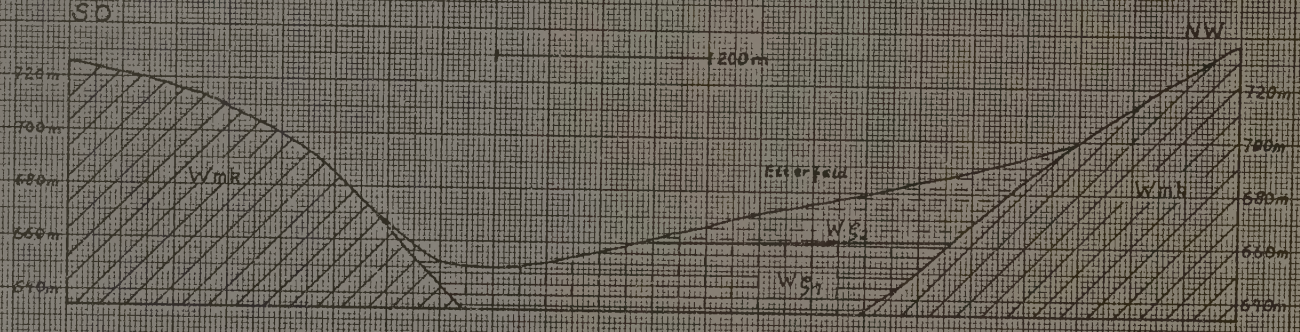


Abb. 18

Die Ursache ist vermutlich folgende : Direkt oberhalb der asymmetrischen Talstrecke mündet von Westen her ein Nebental. Das Wasser wurde dann gegen den Weiß Jura ζ - Hang gedrückt und hat diesen unterschnitten.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes verdient auch die tektonisch bedingte Asymmetrie eine Untersuchung. Ein fließendes Gewässer wird von einer sich hebenden Scholle abgedrängt. Es unterschneidet dabei den Talhang, der zu dieser aufsteigenden Scholle hinblickt; das Tal wird asymmetrisch. Wie Gradmann (1931, Bd.2) und Manz (1935) nachweisen, erfolgte auf der Schwäbischen Alb eine junge Abkippung nach Südost. Diese Kippung hätte nun asymmetrische Täler erzeugen müssen, deren Steilhänge in den Sektor West bis Nord zu liegen gekommen wären. Tatsächlich liegen aber die Steilhänge in den höheren Lagen der Südwestalb im Sektor Nord bis Ost, in den tieferen Lagen im Sektor Süd bis West, also jeweils um 90° gegen die geforderte Exposition abweichend.

Für die Mehrzahl der asymmetrischen Täler der Südwestalb kommen damit nur noch meteorologische Faktoren in Betracht. Die Exposition eines Hanges zur Sonne oder zur vorherrschenden Windrichtung kann einen Einfluß auf die Hangdenudation haben und somit unter Umständen zur Bildung asymmetrischer Täler führen. Das gilt besonders in rutschfreudigen Gesteinen und in Lockersedimenten. Im allgemeinen spielt aber die flächenhafte Abtragung im heutigen mitteleuropäischen Klima eine geringe Rolle.

Heute liegen selbst die höchsten Teile der Schwäbischen Alb weit unterhalb der Schneegrenze. Hoch- und Tieflagen der Schwäbischen Alb fallen in den gleichen Klimabereich. Eine Umkehr der Asymmetrieverhältnisse beim Übergang von den tieferen zu den höheren Lagen ist bei den heute wirksamen Kräften nicht vorstellbar.

Beide Talhänge sind in der Regel mit einer geschlossenen Rasendecke, zum Teil mit Gebüsch und sehr häufig sogar mit Wald bedeckt. Eine morphologisch wirksame einseitige Hangabtragung unter diesem dichten Pflanzenkleid ist nicht möglich, zumal die Täler in ziemlich standfestes Material eingetieft sind. Die konvexen Steilhänge bei den Tälern mit SW- Asymmetrie weisen auf Unterschneidung hin. Mit wenigen Ausnahmen sind die Täler der

Südwestalb heute Trockentäler (vergl. S.56). Die Asymmetrie kann also gar nicht rezent sein, sondern ist eine Vorzeitform.

In den Warmzeiten innerhalb des Pleistozäns und im Pliozän werden wir mit denselben Abtragungsverhältnissen rechnen müssen wie in der Gegenwart. Die Asymmetriebildung muß demzufolge in den Kaltzeiten des Diluviums stattgefunden haben.[1] Damals fehlte jegliche Bewaldung; auf der Albhochfläche bestand eine Frostschutt- Tundra, in den tieferen Lagen Südwestdeutschlands Tundra. Die Atmosphärilien konnten einen wesentlich größeren Einfluß auf die Erdoberfläche ausüben als dies heute der Fall ist. Da der Karst plombiert war, hatten wir auch fließende Gewässer in den jetzigen Trockentälern. Ein weiterer Beweis für die periglaziale Entstehung der asymmetrischen Täler ist die weite Verbreitung des Solifluktions- und Frostschuttes auf der Hochfläche der Alb und an den Abhängen der Täler (s. Kap. II).

Nachdem die Zeit der Asymmetriebildung festgelegt ist, muß nun noch der Mechanismus der Asymmetriebildung geklärt werden.

a) Die N-O- Asymmetrie:

Bei den Tälern in größeren Höhenlagen haben die flachen Sonnenhänge ein ruhiges Relief, die Schatthänge sind steiler und felsenreicher. An den sonnexponierten Hängen waren intensiver Spaltenfrost, Schuttwandern und Solifluktion wirksam, wodurch die Hänge abgeflacht wurden, während die steilen Schatthänge im Hochglazial den allergrößten Teil des Jahres über nicht auftauten und vor einer kräftigen Denudation und damit Abflachung bewahrt blieben. Nur auf flachen Hängen finden wir in allen Expositionen Blockschutt mit vereinzelten Fließstrukturen. Bei flachen Hangneigungen erhielten auch die N- und O- exponierten Hänge soviel Sonnenstrahlung, daß sie während des Frühglazials im Sommer auftauten und Solifluktion auf ihnen einsetzte, wenn auch nicht in gleichem Maße wie auf den Sonnenhängen.

Die Asymmetriebildung der Täler auf der Hochalb mit N- O- Asymmetrie ist als eine kombinierte Wirkung von Sonneneinstrahlung und Windrichtung aufzufassen. Die S- und W- exponierten Hänge tauten unter dem Einfluß der Sonnenstrahlung bis zu einer bestimmten Tiefe immer wieder auf und waren häufigem Frost -

1)Keßler (1925 b) führte als erster asymmetrische Täler auf periglaziale Abtragungsvorgänge zurück.

wechsel ausgesetzt. Die N - und O - exponierten Steilhänge lagen einmal im Sonnenschatten, zum andern lagen sie aber auch im Lee der vorherrschenden Winterwinde aus West und Südwest (Poser 1948, Klute 1949). Der im Lee abgelagerte Schnee unterstützte die Wirkung der Sonne, indem er ein Auftauen des Bodens verhinderte oder zumindest verzögerte (Poser - Müller 1931, Fezer 1953). Das Gebiet, in dem die N - O- Asymmetrie verbreitet ist, lag dicht unter der Schneegrenze (vergl. Kap. I).[1] An schattigen Hängen konnte sich der Schnee, begünstigt durch Anwehung, das ganze Jahr über halten. Die Täler mit N - O - Asymmetrie liegen höher als das Hauptverbreitungsgebiet der Nivationsnischen. In letzterem hat sich der Schnee nur in besonders geschützten Lagen den Sommer über gehalten und hat dann erosiv auf die Umrahmung gewirkt. Im Hauptverbreitungsgebiet der Täler mit N - O - Asymmetrie blieb der Schnee mehr und mehr an allen Schatthängen in einer geschlossenen Decke liegen und hatte dann eine Schutzwirkung auf den Untergrund. Es besteht also ein Zusammenhang zwischen der Verbreitung der N - O - Asymmetrie und der Verbreitung der Nivationsnischen. Für die These, daß die Schatthänge im Hochglazial praktisch dauernd gefroren blieben, sprechen auch die Bergkiesvorkommen (s. Kap. II, S.40).

b) Die S - W - Asymmetrie:

Die konvexen Hänge der Täler mit S - W - Asymmetrie weisen schon darauf hin, daß hier bei der Genese fließendes Wasser eine entscheidende Rolle gespielt hat [2]. Die konvexen Hänge entstehen durch Unterschneidung. Im Frühjahr taute der Frostboden in den Sonnexpositionen rascher und tiefer auf und wurde daher von der Solifluktion stärker betroffen, das fließende Wasser räumte aber den Solifluktionsschutt zum größten Teil weg. Im Sommer tauten dann die Schatthänge ebenfalls auf, und der von ihnen herabwandernde Schutt drängte den Bach gegen den tiefer aufgetauten und bereits ausgetrockneten Sonnhang, wodurch dieser unterschnitten wurde. An den Schatthängen wurden im Sommer beim Auftauen durch die im Winter angewehten Schneemassen größere Wassermassen frei als dies im Frühjahr an den Sonnhängen der Fall war.

1) Vergl.auch Schneegrenzkarte v.Brusch,bei Büdel 1949,S. 107.
2) Siehe auch Büdel 1944, Weidenbach 1951, Fezer 1953.

5.) Asymmetriegrad und Auslage.

Die Solifluktion und die Unterschneidung des tiefer aufgetauten Hanges sind beides Kräfte, deren Ausmaß von der Exposition abhängig ist. H.Lösche (1930 und 1938) hat im Erzgebirgsbecken und H. Poser- Th. Müller (1953) im Niederbayrischen Hügelland bei periglazial entstandenen Tälern eine gesetzmäßige Änderung des Asymmetriegrades mit der Auslage festgestellt. Unter Asymmetriegrad versteht man den Quotienten aus "Böschungswinkel des Steilhangs : Böschungswinkel des Flachhangs". Die Böschungswinkel erhält man durch Abgreifen der Entfernungen der Isohypsen mit dem Stechzirkel nach den topographischen Karten 1:25 000. Talabschnitte mit mehr oder weniger gleichseitigem Querprofil bleiben dabei unberücksichtigt. Den stärksten Asymmetriegrad von 4,0 fand Lösche bei der Talrichtung NW - SO, die geringsten Asymmetriegrade erhielt er bei den Talrichtungen NNO- SSW mit 1,7, bei NO- SW mit 1,8 und bei der Talrichtung ONO- WSW mit 1,4.

In der vorliegenden Arbeit wurde untersucht, ob bei den in den pleistozänen Kaltzeiten entstandenen asymmetrischen Tälern der SW - Alb eine ähnliche Gesetzmäßigkeit festzustellen ist. Bei all den asymmetrischen Tälern, bei denen an beiden Talhängen die gleichen Gesteine anstanden, wurden in Abständen von 700 - 1000 m die Hangwinkel nach den topographischen Karten 1 : 25 000 bestimmt und daraus der Asymmetriegrad ermittelt. Die Meßpunkte konnten nicht dichter gelegt werden, da die Hangwinkelmessungen nur an den Stellen sinnvoll sind, an welchen die Isohypsen der beiden Talhänge annähernd parallel laufen, was bei vielen Tälern der Kuppenalb relativ selten der Fall ist. Insgesamt erhielt ich 205 Winkelpaare, die jedoch sehr ungleich auf die einzelnen Himmelsrichtungen verteilt sind. Die folgende Abbildung zeigt die Abhängigkeit des Asymmetriegrades von der Exposition.

Die eingeklammerten Werte in dem Diagramm sind wegen der geringen Anzahl der Messungen unsicher.

Der Asymm.-Grad in seiner Abhängigkeit v.d.Steilhang-Exposition

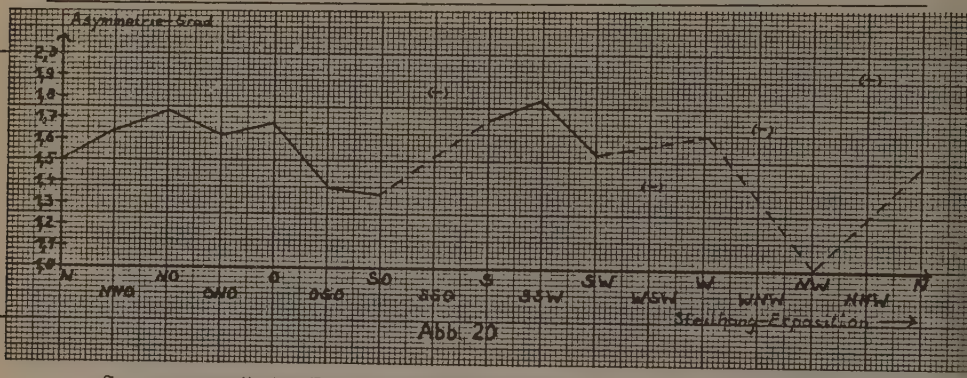


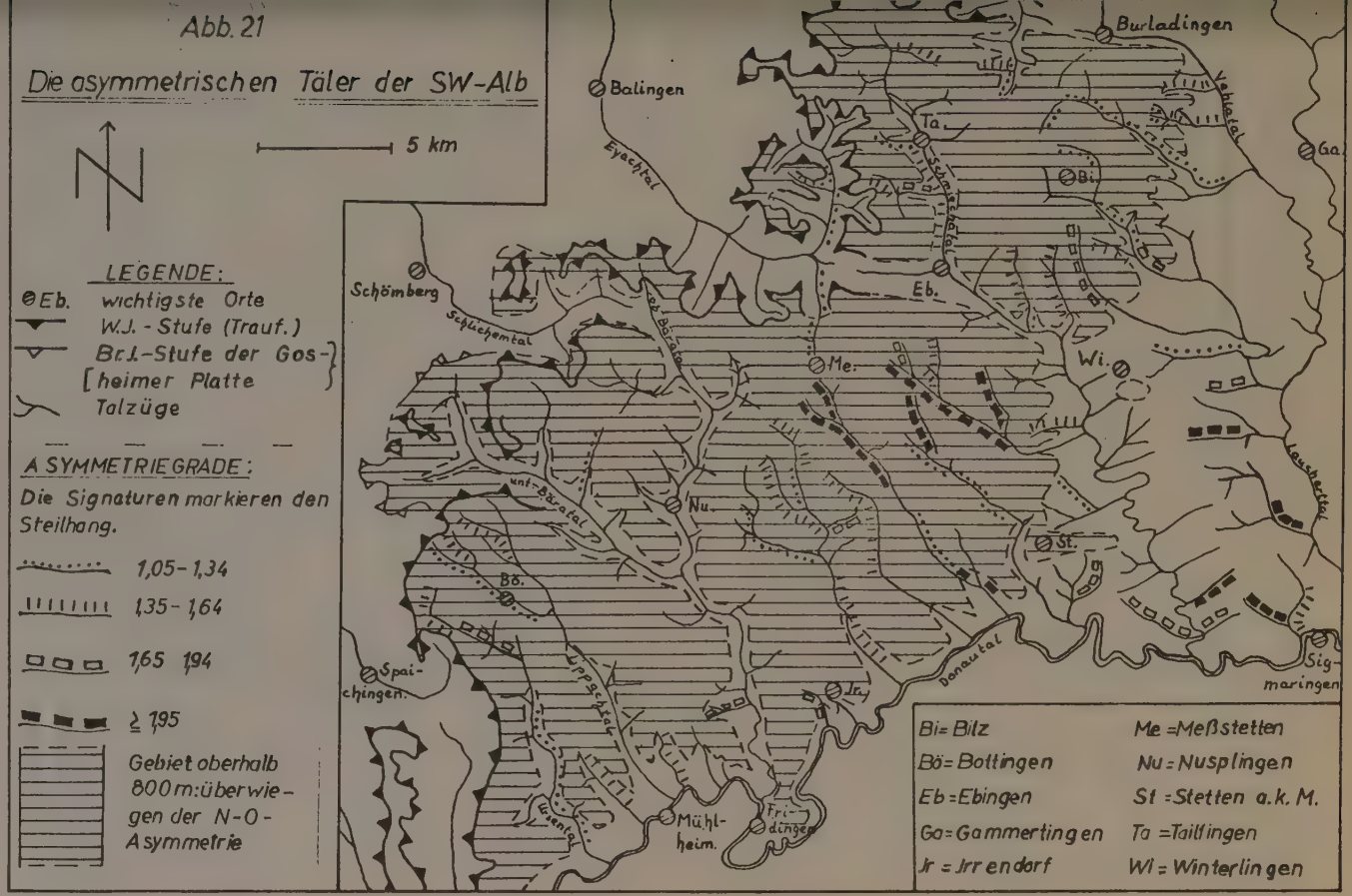
Abb. 20

So ausgeprägte Expositionsunterschiede wie sie Lösche im Erzgebirgsbecken fand, sind auf der SW - Alb nicht vorhanden. Eine Gesetzmäßigkeit ist aber doch erkennbar. In den Steilhangauslagen SO und vor allem NW sind 2 deutliche Minima vorhanden, 1 Maximum liegt in der NO- Steilhangauslage, das 2. Maximum befindet sich in der Richtung SSW. Die Talrichtung SW- NO, d.h. bei den Steilhangauslagen nach SO und NW, zeigt die geringsten Asymmetriegrade. Hier werden beide Hänge ungefähr gleich stark durch die Sonnenstrahlung erwärmt. Eine nennenswerte Schneeanwehung an einem der beiden Talhänge fand bei vorwiegend westl. und südwestl. Winterwinden (s.o.,S.18) nicht statt. Asymmetrische Täler mit NW- exponiertem Steilhang liegen im Untersuchungsgebiet keine, hier ist der Asymmetriegrad 1,0. In der NO- Steilhang- Exposition war der Schutz vor Abtragung am Schatthang am größten, er hatte Schutzlage vor der Sonnenstrahlung und lag im Lee der Schneewinde; am sonnexponierten SW- Flachhang der Täler mit N-O-Asymmetrie war der Spaltenfrost am intensivsten. Die stärkste Hangunterschneidung der Täler mit S-W-Asymmetrie wäre am SW- exponierten Hang zu erwarten gewesen, das Maximum ist aber nach SSW verschoben (Abb. 20).

Täler mit Asymmetriegraden, die im Mittel über 2,0 liegen, d.h. die Neigung des Steilhangs ist doppelt so groß wie die des Flachhanges, sind selten. Es sind von den Tälern mit N-O-Asymmetrie: das Mauertal, das südliche Hölschtal, das Pfaffen-

Abb. 21

Die asymmetrischen Täler der SW-Alb



tal, das Tal vom Fasenboch zum Mauertal, das obere Seetal (alle im Truppenübungsplatz Heuberg); von den Tälern mit S- W- Asymmetrie sind es das Tal am Nagelschmiedshau westl. Veringendorf und das St. Antoniustal bei Sigmaringen. Von den petrographisch bedingten oder mitbedingten Täler erreichen das Weintal östl. Unterschmeien und das Tal an der Brandhalde südwestl. Jungnau Asymmetriegrade über 2,0. Die Masse der asymmetrischen Täler hat Asymmetriegrade zwischen 1,3 und 1,9 (s.Abb. 21).

Da mit zunehmender Wassermasse die Unterschneidung zunimmt, vergrößert sich der Asymmetriegrad der Täler mit S- W- Asymmetrie häufig talabwärts. Besonders ausgeprägt ist diese Erscheinung beim Engtal (Anhang III, Nr. 11), bei welchem der Asymmetriegrad bei der Sohlenhöhe von 800 m ü. NN. 1,15 beträgt, in 780 m ü. NN. 1,68 und in 760 m ü. NN. 2,00. Beim Tiefental (Anhang III,Nr. 14) nimmt er wie folgt zu: 770 m ü. NN. 1,13, in 760 m ü. NN. 1,17, in 730 m ü. NN. 1,32 und in 720 m ü. NN. 1,62; beim Tal westl. Kaiseringen (Anhang III, Nr. 46) beträgt er in 780 m ü. NN. 1,44, in 750 m ü. NN. 1,61 und in 720 m ü.NN. 1,67.[1] Lösche (1930), Poser- Müller (1951) und Fezer (1953) haben in ihren Untersuchungsgebieten [2] die gleiche Gesetzmäßigkeit festgestellt.

6.) Asymmetriegrad und Gestein.

Die Materialabstoßung durch den Bodenfrost ist umso größer, je durchfeuchteter das Material vor der Frosteinwirkung war (J. Schmid 1955). Die Tone und Mergel des oberen Braunen Juras und des unteren und mittleren Weißen Juras müssen daher von Frostverwitterung und Solifluktion mehr betroffen werden als die Kalke des Weißen Juras. Von den letzteren zerfrieren besonders die Wohlgeschichteten β-Kalke leicht (G. Wagner 1950, S. 497). Auch gegen die Unterschneidung durch fließendes Wasser müssen die Tone, Mergel und dünnbankigen Kalke viel anfälliger sein als der ungeschichtete Massenkalk. Sowohl bei Tälern mit S- W- Asymmetrie, als auch bei Tälern mit N- O- Asymmetrie wären daher im Massenkalk die geringsten Asymmetriegrade zu erwarten.

1) In Abb. Nr. 21 wurden nur die mittleren Asymmetriegrade angegeben.
2) Erzgebirgsbecken- Niederbayrisches Hügelland- Schwarzwald.

Von den 205 Winkelpaaren für die Bestimmung der Asymmetriegrade entfallen auf den Massenkalk 132 Messungen. Der mittlere Asymmetriegrad beträgt unabhängig von der Steilhangauslage 1,68. Auf die geschichteten Gesteine entfallen 73 Messungen mit einem mittleren Asymmetriegrad von 1,56. Die geschichteten Gesteine zeigen also entgegen den Erwartungen eine etwas geringere Asymmetrie als der Massenkalk.

Die Ursache hierfür mag darin begründet sein, daß die asymmetrischen Täler, an deren Hängen die geschichteten Gesteine anstehen, im Durchschnitt fast doppelt so stark in ihre Umgebung eingetieft sind als die Täler im Massenkalk. In tief eingeschnittenen Tälern wird die Asymmetrie geringer. Ungefähr die gleiche Tiefe wie die Täler im Massenkalk haben diejenigen Täler, die in Weiß-Jura-ζ verlaufen. Der mittlere Asymmetriegrad aus 11 Messungen im Weiß-Jura-ζ lautet 1,81. Hier ist also die Asymmetrie stärker ausgeprägt als im Massenkalk, womit die obige These eine Bestätigung findet.

7.) Einzelbeschreibungen.

Nach dem allgemeinen Teil sollen im folgenden kurzen Abschnitt je ein Tal mit N-O-Asymmetrie, mit S-W-Asymmetrie und ein petrographisch bedingtes asymmetrisches Tal beschrieben werden.

a) Tal mit N-O-Asymmetrie: Das Pfaffental (Truppenübungsplatz).

Das Pfaffental ist ein von NNW nach SSO verlaufendes, heute abflußloses Trockental, dessen Sohle im Mittel 860 m ü. NN. liegt. Nach Nord und nach Süd wird es durch eine 15 bzw. 10 m hohe Schwelle gegen das Mauertal bzw. Stettener Tal abgegrenzt. Das Tal hat eine Länge von 3 km. Es weist eine deutliche Asymmetrie auf (Asymmetriegrad 2,09). Der nach WSW schauende Hang hat ein ziemlich gleichmäßiges Gefälle von 7- 10° Neigung, im oberen Talabschnitt hat der ONO- exponierte Hang einen Böschungswinkel von 11°. Dann versteilt sich der Hang aber mehr und mehr und erreicht im unteren Talabschnitt eine Neigung von 30°. Steil abfallende Felsen am Schatthang stehen hier in schroffem Gegensatz zu dem abgeflachten Sonnhang (Abb.18 I, S.65). Während der Flachhang allmählich in die Sohle übergeht, besteht zwischen letzterer und dem Steilhang ein ziemlich scharfer Hangknick. Da

an beiden Hängen Massenkalk ansteht, kann die Asymmetrie nicht petrographisch bedingt sein. Der Untergrund der Talsohle erlaubt es uns, Rückschlüsse auf die Genese der Asymmetrie zu ziehen.

Im nördlichen Teil des Tales sind unter 30 cm Boden über 1 m Bergkies in der Sohle des Tales aufgeschlossen. Die Basis des Schuttes ist unbekannt. Die Bergkiesstücke haben eine durchschnittliche Länge von 1 - 2 cm. Sie sind eingebettet in ein gelbbraunes, schluffiges Feinmaterial. Die Hänge und die Sohle in der Umgebung des Aufschlusses tragen einen dichten Rasenteppich. Eine rezente Entstehung des scharfkantigen, kleinstückigen Schuttes unter der Rasen- und Bodendecke ist nicht möglich. Der Bergkies entstammt einer Zeit intensivster mechanischer Verwitterung, als das anstehende Gestein weithin frei an der Oberfläche lag. Als solche Zeit kommt nur eine diluviale Kaltzeit in Frage. Die einzelnen Schuttstückchen liegen mit ihrer Längsachse horizontal; sie wurden durch Bewegung so eingeregelt. Die Felsbildungen und die steilen Hänge am Schatthang sprechen gegen eine nennenswerte Denudation durch Spaltenfrost und Solifluktion an diesem Hang. Der Frostschutt der Sohle ist vielmehr das Abtragungsprodukt der flachen Sonnenhänge.

b) Tal mit S-W-Asymmetrie: Das Tal westlich Kaiseringen.

Am Waldhof am Ostrand des Truppenübungsplatzes Heuberg beginnt in rund 840 m ü. NN. ein Tal, das ziemlich genau von Westen nach Osten verläuft und bei Kaiseringen in rund 680 m ü.NN. ins Tal der Schmeie mündet. Das Tal liegt heute in seiner ganzen Erstreckung trocken. Der Untergrund ist Massenkalk, im Talgrund liegt kantiger weiß-Jura-Schutt. Das Tal zeigt von ca 820 m ü. NN. bis 700 m ü. NN. eine deutliche Asymmetrie und zwar ist der S- exponierte Hang der steilere. Der Asymmetriegrad nimmt von oben nach unten zu. Er beträgt in 780 m ü. NN. 1,44, in 750 m ü. NN. 1,61 und in 720 m ü. NN. 1,67. Der flache N- exponierte Hang hat ein schwach konkaves bis gleichsinniges Gefälle (s.Abb. 18 III). Der mittlere Böschungswinkel im unteren Hangteil beträgt 12,3°. Der S- exponierte Steilhang ist im Gegensatz dazu konvex gekrümmt mit einem mittleren Böschungswinkel im unteren Hangteil von 19,7°. Das konvexe Gefälle des Steilhangs weist auf Unterschneidung hin. Heute ist

aber eine fluviatile Ausgestaltung unmöglich (s.o.). Beide Hänge sind auch bewaldet, tragen also ein dichtes Pflanzenkleid, das den Untergrund vor einer morphologisch wirksamen Abtragung schützt. Eine tektonisch oder petrographisch bedingte Asymmetrie ist ebenfalls ausgeschlossen (s.S. 68). Die Asymmetrie muß eine klimatisch bedingte Vorzeitform sein.

In den diluvialen Kaltzeiten bildete die Vegetation keinen guten Schutz vor Abtragung. Das Niederschlagswasser lag im Winter als Schnee fest, der ganze Wasserabfluß war auf die Sommermonate beschränkt. Die sommerlichen Schmelz- und Niederschlagswasser unterschnitten den früher und tiefer aufgetauten S- exponierten Hang, während am N- exponierten Hang kräftige Solifluktion und Schuttwandern einsetzten.

c) Petrographisch bedingtes asymmetrisches Tal: Das Weintal nordöstlich Unterschmeien.

Das Weintal hat seinen Ursprung nordöstlich Unterschmeien in 720 m ü. NN. Nach knapp 2 km langem Lauf mündet es in 600 m ü. NN. ins Schmeietal. Der NW- exponierte Steilhang hat einen mittleren Böschungswinkel von 17°, der Gegenhang einen solchen von 7°(Asymmetriegrad 2,42). Das Tal ist heute ein Trockental. Da das Tal von NO nach SW verläuft, werden beide Hänge durch die Sonnenstrahlung ungefähr gleich stark erwärmt. Bei vorwiegend eiszeitlichen Winterwinden aus W und SW (s.o.) fand auch an keinem der beiden Talhänge eine große Schneeanwehung statt. Die starke Asymmetrie des Tales kann daher nicht auf klimatische Ursachen zurückgehen. Die Asymmetrie ist hier petrographisch bedingt; das Tal liegt am Rande einer Weiß-Jura-ζ -Schüssel. Ein Querschnitt durch das Tal bei der Sohlenhöhe von 650 m ü. NN. zeigt am Steilhang in den unteren 10 m Ulmensisschichten, darüber nur noch Massenkalk; am Flachhang folgen über den Ulmensisschichten (Weiß-Jura-ζ_1) bis zur 700 m Isohypse Zementmergel (Abb. 19). In einigen kleinen Kiesgruben am Steilhang ist mehrfach Bergkies aufgeschlossen. Heute trägt der Hang ein dichtes Waldkleid. Am Flachhang finden wir auf den Äckern ebenfalls kleinstückigen Schutt, in dem sich aber auch zahlreiche grobe Weiß-Jura-ζ -Scherben befinden. Neben Äckern trägt der Flachhang auch Wiesen. Die Bildung des Schuttes und der Talasymmetrie fällt in die Kaltzeiten des Diluviums. In

diesem Falle sind aber für die Asymmetriebildung weniger die Expositionsunterschiede maßgebend gewesen als vielmehr die verschiedene Widerständigkeit von Massenkalk und Weiß-Jura-ϛ gegenüber der mechanischen Verwitterung (vergl.: Asymmetriegrad und Gestein, S. 77).

Zusammenfassung.

Die Hochfläche der Schwäbischen Alb lag in der letzten Kaltzeit dicht unter der Schneegrenze. In den Höhenlagen über 800 m ü. NN. trugen die Schatthänge das ganze Jahr oder zumindest den größten Teil des Jahres über eine geschlossene Schneedecke. Die Schatthänge sind zugleich die Leehänge der vorherrschenden West- und Südwestwinde, so daß dort viel Schnee angeweht wurde. Unter 800 m ü. NN. hat der Schnee nur in Mulden perenniert. Im Gegensatz zu der geschlossenen Schneedecke wirkten die einzelnen Schneeflecken erosiv auf ihre Umrahmung. Präglaziale Mulden, in welchen sich der Schnee durch Zusammenwehung gesammelt hatte, wurden durch Spaltenfrostwirkung am Rande der Schneeflecken zu steilrandigen Nischen umgestaltet. Diese sind gekennzeichnet durch armlehnenförmige steile Lehnen und eine ebene, flach nach außen geneigte Sohle. Die Untergrenze der Nivationsnischen liegt bei rund 700 m ü. NN. Besonders gehäuft treten diese Hohlformen auf der Reutlinger Alb auf.

Der Schutt, den O. Fraas als Grundmoräne eines Albgletschers ansah, ist periglazialer Wanderschutt. Es gibt 2 Typen von Schuttgebilden: Einen Frühglazialen grobstückigen Blockschutt und den hochglazialen kleinstückigen Bergkies. Durch Fließstrukturen und auf Grund der Lagerung konnte eine ehemalige Bewegung des Schuttes nachgewiesen werden.

Eiskeile, Stiche und Taschenböden beweisen einen würmeiszeitlichen Dauerfrostboden. Dieser dürfte auf der Hohen Schwabenalb eine Mächtigkeit von 10 m erreicht haben. Die Werte für die Auftautiefe, die an Taschenböden, Fließstrukturen und Stichen gemessen wurden, lagen zwischen 1,0 und 1,6 m.

Die Albhochfläche war nicht nur Ausblasungsgebiet äolischer Sedimente wie R. Hüttner (1958) annahm, sondern es fand auch eine äolische Sedimentation statt: auf der Erkenbrechtsweiler Halbinsel kommt Flugsand vor, dessen Herkunftsgebiet die tertiäre Molasse ist. Der Flugsand ist älter als der Blockschutt, stammt also wahrscheinlich schon aus dem Mittel- Pleistozän.

Interglaziale Bildungen sind der Nägelesfels und die roten bis rotbraunen Böden, die in mehreren Bergkiesaufschlüssen geschlossene Horizonte bilden.

Durch Spaltenfrost und Solifluktion wurden die Kuppen in den Kaltzeiten erniedrigt. In den Mulden und Tälern wurde der Solifluktionsschutt aufgehäuft. In abflußlosen Wannen kam es zur Wechsellagerung von warmzeitlichem Lehm und Solifluktionsschutt der Kaltzeiten. Unebenheiten an den Hängen wurden durch die Schuttmassen weitgehend ausgeglichen. Die heutigen Hangoberflächenformen zeigen ein ruhigeres und ausgeglicheneres Relief als die Felsoberfläche.

Auf der Hochfläche der SW- Alb gibt es 2 Arten der Asymmetrie: in den Höhenlagen über 800 m ü. NN. überwiegen steile N- bis O- exponierte Hänge, in den Höhenlagen unter 800 m ü. NN. liegen die Steilhänge vorwiegend in S- bis W- Exposition. Bei einigen Tälern ist die Asymmetrie petrographisch bedingt. Das ist bei solchen Tälern der Fall, die entlang einer Verwerfung verlaufen oder bei Tälern, die am Rande einer Weiß-Jura-ζ-Schüssel liegen. Bei der Mehrzahl der Täler ist die Asymmetriebildung auf die expositionsabhängigen Abtragungsvorgänge der pleistozänen Kaltzeiten zurückzuführen. In den Höhenlagen über 800 m ü. NN. waren die Schatthänge durch die geschlossene Schneedecke weitgehend vor Abtragung geschützt, die Gegenhänge waren dagegen einer starken Spaltenfrosttätigkeit ausgesetzt. Die Folgen waren Täler mit N- O- Asymmetrie. Felsenreiche, steile Schatthänge stehen flachen, ausgeglichenen Sonnenhängen gegenüber.

In den tieferen Lagen, wo der Schnee in allen Expositionen abtaute, weisen die Täler eine S- W- Asymmetrie auf. Die stärker abgetauten Sonnhänge wurden im Sommer von den Bächen unterschnitten, während auf den Schatthängen Solifluktion wirksam war. Die Sonnenhänge haben ein konvexes, die Schatthänge ein konkaves oder gleichmäßiges Gefälle.

Der Grad der Asymmetrie ist bei beiden Arten der asymmetrischen Täler von der Exposition abhängig.

Täler im Weiß-Jura-ζ weisen höhere Asymmetriegrade auf als solche im Massenkalk.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Albhochfläche in den pleistozänen Kaltzeiten eine kräftige Überformung des Reliefs erfahren hat.

Anhang.

I. Verzeichnis der Firn- Nischen der Albhochfläche.

(Sohlenbreite u. Sohlentiefe sind auf 5 m genau angegeben.)

Topogr.Lage	Breite	Tiefe	Sohlen-neigung	Lehnen-höhe	Lehnen-neigung	Höhen-lage	Expos.
Blatt 7325, Geislingen:							
1.Wagrain ö. Geislingen	130m	60m	-	7-8m	29°	675m	O
2.Wagrain ö. Geislingen	90m	40m	-	7-8m	30°	660m	O
Blatt 7424, Deggingen:							
3.Buchrain ö. Türkheim	60m	40m	6°	5 m	24,5°	650m	SO
Blatt 7521, Reutlingen:							
4.Kohlwald w. Würtingen	290m	100m	6°	28m	35°	715m	NO
5.Schwendles-rain w.729,0 nw. Ohnastetten	90m	45m	-	-	-	730m	NO
6.Jungholz sw. Schwendles-rain	50m	30m	5-6°	7m	27°	735m	NO
7.Göllesberg nw. Ohnastetten	145m	50m	4°	10m	27°	760m	SO
8.Wannenhau n. Kohlstetten	110m	100m	5°	14m	27°	765m	O
9.Ebenda nördl. Nische	100m	30m	-	10m	31°	770m	O
10.Ebenda südl. Nische	100m	-	-	-	-	740m	O
11.Scheiter-rain n. Kohlstetten	100m	40m	-	-	-	765m	O
12.Hochhart nördl.Nische n.Kohlstetten	100m	40m	-	-	-	710m	NO

Topogr.Lage	Breite	Tiefe	Sohlen-neigung	Lehnen-höhe	Lehnen-neigung	Höhen-lage	Expos.
13.Hochhart mittl.Nische	130m	60m	-	-	-	730m	O
14.Ebenda südl.Nische	120m	55m	7-8°	10m	33°	715m	O
15.Traifelberg n.Mulde	115m	45m	-	7-8m	-	760m	NO
16.Ebenda s.Mulde	100m	30m	-	-	-	735m	O
17.Tobelkapf bei Bhf.Lichtenstein;gr. Nische	130m	55m	6°	16m	28°	720m	O
18.Ebenda kl.Nische	70m	30m	-	-	-	-	O
Blatt 7522, Urach:							
19.Lonsinger Buch sw.Nische nö.Kohlstetten	70m	35m	-	4m	29°	750m	O
20.Ebenda nö.Nische	80m	25m	-	6-7m	29°	750m	SO
21.-23.Schopfloch nö.Kohlstetten	3 seitlich zusammengewachsene Nischen:			25m	37°	700m	O
24.Bickelhausen nö. Bleichstetten	40m	25m	-	4,5m	24°	763m	O
Blatt 7523, Böhringen:							
25.Hartenberg ö.Böhringen	60m	40m	5°	3m	24°	808m	O
26.Mittlesberg nw.Ingstetten	70m	25m	6-7°	8m	29°	770m	O
Blatt 7524, Blaubeuren:							
27.Schachengrund 4km s.Sontheim	30m	45m	6°	10m	25°	720m	O
28.-31.Häderbühl s.Sontheim	4 kl. Nischen im Hang, zweifelhafte Formen.			4-6m	27°	730m	O
Blatt 7621, Trochtelfingen:							
32.Schwenkertsberg ö.Hausen (Lauchert)	160m	60m	-	15m	27°	760m	NO

Topogr.Lage	Breite	Tiefe	Sohlen-neigung	Lehnen-höhe	Lehnen-neigung	Höhen-lage	Expos.
33.Ruckbein w.Trochtel-fingen	145m	70m	7°	15m	32°	750m	O
34.Ob.Kohl-buckel nw.Meidelstetten	170m	50m	-	10m	26°	765m	O
35.Auchtert n.Meidelst.	260m	80m	5°	16m	28°	765m	SO
36.Reifen-brünnele n.Nische n.Meidelst.	130m	40m	-	-	-	775m	O
37.Ebenda s.Nische	-	-	-	-	-	775m	O
38.Martins-berg nw.Bernloch	80m	35m	3-4°	10m	28°	775m	SO
39.Urleswald s.Kohlstetten	100m	50m	-	-	-	740m	NO
40.Scheiter-hau ö.Klein-engstingen s.Nische	60m	25m	4-6°	7,5m	35°	765m	O
41.Ebenda n.Nische	40m	15m	4°	4m	18°	780m	O
42.Hasenberg ö.Kleinengst. s.Nische	120m	50m	6°	16m	31°	725m	O
43.Ebenda n.Nische	180m	50m	-	-	-	720m	O
44.Mittlerer Trieb 2 km w.Haid n.Nische	30m	30m	-	4-5m	24°	780m	O
45.Ebenda s.Nische	20m	-	-	-	-	780m	O
Blatt 7622, Buttenhausen:							
46.Schlegel-wälzle s.Offenhausen n.Nische	180m	75-80m	4°	19m	30°	727m	NO
47.Ebenda s.Nische	35m	25m	3-4°	8m	26°	730m	SO

Topogr.Lage	Breite	Tiefe	Sohlen-neigung	Lehnen-höhe	Lehnen-neigung	Höhen-lage	Expos.
48.Kuppe 790,6 sö. Oberstetten	55m	35m	7°	10m	34°	775m	O
49.Kuppe 779,6 sö. Oberstetten	70m	25m	8°	10m	27°	755m	O
50.Linsenberg w.Eglingen	220m	40m	-	15m	-	755m	NO
51.Krähberg s.Eglingen	50m	20m	4°	3m	40°	755m	NO
52.Galgenberg s.Eglingen	120m	50m	3,5°	12m	37°	745m	O
53.Rauhberg s.Eglingen	130m	40m	5,5°	17m	27°	740m	NO
54. westl.v."r" v."Salenäcker" s.Eglingen	120m	45m	8°	16m	35°	735m	NO
55.Krotten-öschle s.Maßhalderbuch	85m	40m	4°	15m	33°	770m	O
56.Beim "t" v.Weidental w.Ehestetten	140m	50m	6°	15m	27°	735m	NO
57.Kuppe 772,5 Weidental	55m	20m	4,5°	10m	30°	750m	O
58.Kuppe 761,1 Weidental	160m	70m	3°	14m	28-30°	730m	NO
59.Hausberg Weidental	55m	30m	4-5°	10m	26°	760m	O
60.Kuppe 807,1 sö.Maßhalderbuch	150m	65m	4°	27m	29°	765m	O
<u>Blatt 7623, Mehrstetten:</u>							
61.Mittel-bühl n.Mehrstetten	110m	50m	-	8m	29°	765m	SO
<u>Blatt 7720, Ebingen:</u>							
62.Bernloch nö.Onstmettingen	110m	70m	3°	25-30m	30°	920m	N

Topogr-Lage	Breite	Tiefe	Sohlen-neigung	Lehnen-höhe	Lehnen-neigung	Höhen-lage	Expos.
63.Hütten-kirche w.Bitz	180m	70m	8°	15m	30°	875m	O
64.Bocks-bergle s.Bitz	120m	60m	-	-	-	865m	O
65./66.Beim"g" v.Gaumberg	2 Nischen in					835m	O
Blatt 7721, Gammertingen:							
67.Dottenberg nö.Wilsingen	30m	15m	9°	10m	30°	745m	O
68.Dornbusch nö.Wilsingen	135m	60m	-	15m	-	745m	O
69.Käppeles-berg w.Wilsingen	90m	-	-	-	-	785m	O
70.Neuban sö.Mägerkingen (w.Saubuckel)	30m	40m	3-4°	5-6m	29°	790m	O
71./72.Ebenda nördl.u.südl.von Nr.70			je eine fragliche Form.				
73.Spaten-rain nö.Gauselfingen	65m	40m	8-9°	20m	38°	775m	NO
Blatt 7819, Meßstetten:							
74.Kuppe 882,2 s.Heinstetten	120m	80m	-	7m	-	852m	NO
75.Brankbühl w.Heidenstadt	45m	25m	4°	10m	34°	900m	NO
Blatt 7820, Winterlingen:							
76.Auchten-rain s.Ebingen	115m	60m	5°	15m	31°	885m	NO
77.Gr.Kohlen-grube nw.Glashütte	110m	70m	-	-	-	895m	NO
Blatt 7919, Nendingen:							
78.Altholz ö.Kolbingen	45m	30m	-	4m	19°	820m	NO

Das Gebiet des Truppenübungsplatzes Münsingen konnte nicht begangen werden.

II.) Frostbodenerscheinungen.

1.) Fließstrukturen, Taschenböden und allochthoner Blockschutt.

a) Scharfkantiger Blockschutt über Terra rossa. Aufgeschlossen durch Wasserleitungsgraben nördlich Hülben (Blatt 7422 Dettingen) im Sommer 1960. (Beschreibung s.S. 28).

b) Hangabwärts ausgezogene Linse von pleistozänem Flugsand. Aufgeschlossen durch Wasserleitungsgraben östl. Hochwang (Blatt 7422 Dettingen) im Sommer 1960. (Beschreibung s.S. 33).

c) Hangabwärts ausgezogene Lehmtasche mit "Bohnerz- Schlieren". Aufgeschlossen durch Wasserleitungsgraben am Osthang des Borr bei Heinstetten (Blatt 7819 Meßstetten) im Sommer 1959. (Beschreibung s.S. 30).

d) Lehmtasche mit hangabwärts ausgezogenen Schlieren von Terra rossa. Wenige m unterhalb von c). (Beschreibung s.S. 32).

e) Blockschutt und Bergkies als Taschenboden über Lehm. Aufgeschlossen durch Wasserleitungsgraben südwestl. Dietstaig (Blatt 7819 Meßstetten) im Sommer 1959. (Beschreibung s.S. 28)

f) Hangabwärts ausgezogene Lehm- und "Bohnerz- Schlieren". Wenige m unterhalb von e). (Beschreibung s.S. 33).

g) Einzelne Frosttasche mit Bergkiesfüllung in Blockschutt. Aufgeschlossen durch Wasserleitungsgraben im Offental bei Dietstaig (Blatt 7819 Meßstetten) im Sommer 1959.

h) Taschenboden. Aufgeschlossen durch Wasserleitungsgraben bei Irrendorf (Blatt 7919 Nendingen) im Sommer 1957. (Beschrieben von K. Eissele und K. Schädel 1957).

Weitere Frosttaschen waren in Baugruben in Bitz und Gammertingen im Sommer 1960 aufgeschlossen.

2.) Eiskeile.

a) 2 Eiskeile, gefüllt mit Bergkies, in Blockschutt und Lehm. Aufgeschlossen durch Wasserleitungsgraben bei Dietstaig (Blatt 7819 Meßstetten) im Sommer 1959. (Beschreibung s. S. 44).

b) Mehrere mit Bergkies gefüllte Eiskeile in Blockschutt. Aufgeschlossen am Borr bei Heinstetten (Blatt 7819 Meßstetten) im Sommer 1959.

c) 4 - 5 m tiefer Eiskeil. Aufgeschlossen in Baugrube für Wasserbehälter am Talhang des Filstales bei Bad Überkingen

(Blatt 7424 Deggingen). (Beschrieben von Bleich und Groschopf 1959).

3.) Materialsortierung in Karstschlotten.

a) Materialsortierung in Karstschlotte, aufgeschlossen in Wasserleitungsgraben auf dem Berghau südl. Erkenbrechtsweiler (Blatt 7422 Dettingen) im Sommer 1960.

b/c) Materialsortierung in 2 Karstschlotten, aufgeschlossen in Wasserleitungsgraben Hochwang - Oberlenningen (Blatt 7422 Dettingen) im Sommer 1960. (Beschreibung s.S. 47).

d) Materialsortierung in Karstschlotte, aufgeschlossen im Steinbruch am Rauhen Kapf südl. Ebingen (Blatt 7820 Winterlingen). (Beschrieben von K. Eissele und K. Schädel 1957).

4.) Schichtaufbiegung an Klüften ("Stichen").

a) "Stiche" und durch Kryoturbation zerstörter Schichtverband im Plattenkalksteinbruch von Kolbingen (Blatt 7919 Nendingen). Aufgeschlossen 1959/1960. (Beschreibung s.S. 49).

5.) Fundplätze von roten bis rotbraunen interglazialen Böden.

a) Kgr. am O-Hang des "Brühl" an der Straße Burladingen- Stetten unt. Holstein (Blatt 7620 Jungingen).

b) Kgr. am Fuße des "Manzenbühl" in Schmiechen. (Blatt 7624 Schelklingen).

c) Kgr. am O- Hang des "Leihenberg" nördl. Hayingen mit 2 interglazialen Bodenhorizonten. (Blatt 7722 Zwiefalten).

d) Kgr. am NO- Hang des "Fachberg" nördl. Winterlingen. (Blatt 7820 Winterlingen).

e) Kgr. am NO- Hang der "Höhe" südwestl. Stetten a. Kalten Markt. (Blatt 7820 Winterlingen).

III. Verzeichnis der asymmetrischen Täler der Hohen Schwaben-alb (SW- Alb).

Name des Tales Topogr.Lage	Talverlauf	Höhenlage	Steilhang-exposition	Asymm.-grad	Gestein (P=petr. Asymm.)
Blatt 7719, Balingen:					
1.Eyachtal zw. Pfeffingen u. Lautlingen	N-S	740-670m	W (südl.Pfeff. O)	1,3	ob.BJ.-WJ.beta
2.Meßstetter Talbach (ob. 800m)	S-O	900-800m	O	1,24	WJ.beta-WJ.delta
3.Meßstetter Talbach (unt.770m)	S-N	770-700m	W	2,25	ob.BJ.-WJ.beta
4.Rohrbachtal n.Margrethausen	NW-SO	800-715m	SW	1,29	WJ.alpha-WJ.beta
Blatt 7720, Ebingen:					
5.Schmiechatal zw.Tailfingen u. Ebingen	N-S	785-720m	O	1,63	WJ.alpha-WJ.beta
6.Rossental w.Truchtelfingen ob. 830m	W-O	857-830m	N	1,50	WJ.gamma-WJ.delta
7.Rossental w.Truchtelfingen unt. 785m	W-O	785-755m	S	1,72	WJ.alpha-WJ.beta
8.Heutal w. Tailfingen	N-S W-O	850-780m	O, N	1,14	WJ.alpha WJ.beta
9.Brunnental ö. Onstmettingen	O-W	885-800m	S	1,44	WJ.alpha WJ.beta
10.Weilertal s. Hausen i. K.	S-N	830-730m	O	1,15	WJ.alpha WJ.beta
11.Engtal Nebental v. 10	W-O	820-740m	S	1,58	WJ.alpha WJ.beta
12.Tal südl. Ruine Reckstein w.Gauselfingen	W-O	810-730m	S	1,52	wmk
13.Tiefental ö. Ebingen ob. 800m	N-S	880-800m	O	1,15	wmk
14.Tiefental unt. 800m	N-S	800-710m	W	1,21	WJ.delta
15.Tal am langen Wald s. Bitz	N-S	890-785m	O	1,45	wmk

Name des Tales Topogr.Lage	Talverlauf	Höhenlage	Steilhang-exposition	Asymm.-grad	Gestein (P=petr. Asymm.)
16.Tal am Hagenrain s. Bitz	N-S	835-790m	O	1,75	wmk
17.Tal n. Bitz (Hutzlenbühl)	W-O	870-840m	N	1,16	P:WJ.zeta 3 und wmk
18.Harthauser Tal sö. Bitz	NW-SO	795-755m	SW	1,58	WJ.zeta 2 - 3
19.Heutal nw. Harthausen-Scheer	NW-SO	755-735m	SW	1,74	P:WJ.zeta 1 - 3 und wmk
20.Tal südl. Schorren Nebent.v. 19	NW-SO	840-760m	NO	1,38	P:WJ.zeta 3 und wmk
21.Teufelstal n. Bitz	NW-SO	875-700m	SW	1,24	wmk
22.Tal s. Ruine Bubenhofen w.Gauselfingen ob. 810m	W-O	850-810m	N	1,33	wmk
23.Tal s. Ruine Bubenhofen w.Gauselfingen unt. 810m	W-O	810-700m	S	1,39	wmk
Blatt 7818, Wehingen:					
24.Längenloch-Grund nw. Böttingen	NW-SO	969,6-860m	NO	1,18	WJ.beta
25.Böttinger Tal Nebental v.24	NW-SO	969-958m	NO	1,50	WJ.beta
26.Grauental (Zweig vom Kornbühl her)	NW-SO	960-900m	NO	1,40	WJ.beta
Blatt 7819, Meßstetten:					
27.Tal v. Obernheim nach Reichenbach	N-S	960-820m	O	1,30	WJ.alpha-WJ.delta
28.Tal v. Heinstetten nach Schwenningen	NW-SO	920-855m	NO	1,44	wmk
29.Tal ö.Heidenstadt-Schwankemer Tal-Eitental	NW-SO	890-835m	NO	1,20	wmk

Name des Tales Topogr.Lage	Talverlauf	Höhenlage	Steilhang-exposition	Asymm.-grad	Gestein (P=petr. Asymm.)
30.Leuzentäle ö.Hartheim	N-S	895-870m	W	1,47	wmk
31.Schwemme (Forts.v. 30)	N-S	870-856,7m	O	1,30	wmk
32.Killsteig - Andertal	N-S W-O	898-857m	O, N	1,60	wmk
33.Kreuzäcker (Forts.v. 32)	NW-SO	857-845m	NO	1,38	wmk
34.Langes Gewand (Nebental v.33)	O-W	870-850m	N	1,91	wmk
Blatt 7820, Winterlingen:					
35.Mauertal nw. Stetten a.K.Markt	NW-SO	870-830m	NO	2,03	wmk
36.Nördl.Höllschtal (Oberl.v.35)	N-S	900-870m	O	1,71	wmk
37.Südl.Höllschtal (Oberl.v.35)	NW-SO	900-870m	NO	2,14	wmk
38.Tal v.Auchtenrain zum Mauertal	N-S	900-860m	O	1,49	wmk
39.Tal v. Fasenloch zum Mauertal	N-S	865-830m	O	2,07	wmk
40.Pfaffental	N-S	907-855m	O	2,09	wmk
41.Stettener Tal	NW-SO	860-810m	NO (am Nonnenbühl SW)	1,17	wmk
42.Ob. Seetal	NW-SO	920-855m	NO	1,97	wmk
43.Unt.Seetal	NW-SO	840-810m	SW	1,21	wmk
44.Reiftal (Forts.v.43)	NW-SO	760-730m	SW	2,09	wmk
45.Tal am Schollenberg ö.Winterlingen	NW-SO	740-670m	S	1,28	wmk
46.Tal westl. Kaiseringen	W-O	820-700m	S	1,59	wmk-WJ.delta
47.Tal südöstl. Frohnstetten	NW-SO	750-680m	NO	1,22	wmk
48.Weiler Täle s.Nusplingen-Stetten	N-S	740-690m	O	1,73	wmk

Name des Tales Topogr.Lage	Talverlauf	Höhenlage	Steilhang-exposition	Asymm.-grad	Gestein (P=petr. Asymm.)
Blatt 7821, Veringenstadt:					
49.Wolftal sw. Veringenstadt	W-O	740-640m	S	1,65	wmk
50.Tal nördl. Nagelschmiedshau w.Veringendorf	W-O	750-650m	S	2,10	wmk-WJ.zeta
51.Tal an der Brandhalde	NW-SO	620-610m	SW	3,00	P: wmk u. WJ.zeta
52.Weintal SW-Ecke des Blattes	NO-SW	670-640m	SO	2,42	P: wmk u. WJ.zeta
Blatt 7918, Spaichingen:					
53.Ob.Birental ob. 900m	N-S, NW-SO	947-900m	O, NO	1,54	WJ.beta
54.Birental unt. 900m	NW-SO	900-855m	SW	1,80	WJ.beta
55.Ursental (Forts.v. 54)	N-S	800-690m	W,	1,21	P:Verwerfung auf Talsohle [1]
Blatt 7919, Nendingen:					
56.Tal v.Irrendorf nach Beuron	NW-SO, N-S	830-680m	NO, O	1,72	WJ.delta u. wmk
57.Rauhe Halde ö.Kolbingen	W-O	800-670m	S	1,70	WJ.delta u. wmk
58.Stettener Tal	NW-SO	730-680m	SW	1,51	WJ.beta-wmk
59.Zusnertal n.Mühlheim/D.	NW-SO	740-670m	SW	1,40	WJ.beta-wmk
60.Finstertal ö.Irrendorf	NW-SO	800-680m	SW	1,42	wmk
Blatt 7920, Leibertingen:					
61.Kirchtal ö.Unterschmeien	O-W	660-590m	S	1,82	wmk,WJ.zeta 2 u.3
62.Kohltal-Feldackertal w. Unterschmeien	NW-SO	700-610m	SW	1,73	wmk - WJ.zeta
Blatt 7921, Sigmaringen:					
63.St.Antoniustal nw.Sigmaringen	W-O	630-590m	S	2,16	wmk-WJ.zeta

1)An beiden Talhängen WJ.alpha- wmk. Am westexponierten Hang reicht WJ.delta und wmk tiefer herab als am Gegenhang.

Name des Tales Topogr.lage	Talverlauf	Höhenlage	Steilhang-exposition	Asymm.-grad	Gestein (P=petr. Asymm.)
64.Tal Nollhof-Sigmaringen	N-S	630-600m	W	1,63	wmk-WJ.zeta 1

Auszug aus dem Literatur- Verzeichnis.

(Das vollständige Literatur- Verzeichnis befindet sich in der Zulassungsarbeit des Verfassers (1960) im Geographischen Institut der Universität Tübingen).

Ackermann, E. — Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fließerden.- Geol.Rundschau 43; 1955, Heft 2, Seite 328- 341.

Arnold, H. — Periglaziale Abtragung im Eulengebirge. Diss. Breslau 1938, 57 Seiten.

v. Baer, K. E. — Über ein allgemeines Gesetz in der Gestaltung der Flußbetten.- Bulletin de l'Academie Imperial des Sciences de Saint Petersbourg 1860, Seite 2- 50, 218- 250, 354-382.

v. Baren, J. — Roter Geschiebelehm als interglaziales Verwitterungsprodukt.- Compte rendu de la XI. Session du congres geologique international Stockholm 1910, Seite 1063- 1069; 1912.

Blanckenhorn, M. — Pseudoglaziale Erscheinungen in den mitteldeutschen Gebirgen.- Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1895, Seite 576- 581.

Bleich, K. und Groschopf, P. — Periglazialbildungen am Fuße der Schwäbischen Alb bei Bad Überkingen.- Jahresb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., 1959, Seite 95- 102.

Bleich, K. E. — Das Alter des Albtraufs. Diss. Tüb. 1960. Jahresh. Ver. Vaterl. Naturk. Württ.,1960, Seite 39- 92.

Bräuhäuser, M. — Die Diluvialbildungen der Kirchheimer Gegend.- Neues Jahrb. für Miner. 1904, Seite 85- 151.

Brückner, E. — J.Bowman über Schneefleckenerosion und die Entstehung der Kare.- Ztschr. f. Gletscherkunde, 1922, Seite 57- 70.

Brusch, M. — Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und Nordafrika. 1949. Zitiert bei J. Büdel 1949.

Büdel, J. — Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Gebiet Mitteleuropas.- PM, Erg.-H. 229,1937, Seite 5- 71.

Büdel, J. — Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet.- Diluv.-geol. Klimaheft der Geol. Rundsch., 1944, Seite 482- 520.

Büdel, J. — Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer.- Erdk., 1948, Seite 22- 53.

Büdel, J. — Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas.- Die Naturwissenschaften, 1949, Seite 105- 112, 135- 139.

Büdel, J. — Die Klimaphasen der Würmeiszeit.- Die Naturwissenschaften 1950, Seite 438- 449.

Büdel, J. — Die "periglazial"- morphologische Wirkung des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde.- Erdk., 1953, Seite 249- 266.

Cailleux, A. — Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie.- Geol.Rundsch. 40, Seite 11- 19; 1952.

Culbertson, — The weathering and erosion of North and South Slopes.- Proc. of the Indiana Acad. of Science 1899. Zitiert bei N. Krebs 1937.

Deffner, C. — Der Buchberg bei Bopfingen.- Jahresh. d. Ver. f. Vaterl. Naturk. Württ., 1870, Seite 95- 142.

Dege, W. — Über Schneefleckenerosion.- Geogr.Anzeiger 1940, H. 1/2, Seite 8- 11.

Dege, W. — Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens.- PM. 1941, Seite 81- 97 und 111- 122.

Dege, W. — Über Ausmaß u. Art der Bewegung arktischer Fließerden.- Ztschr. f. Geomorphologie, 1943, Seite 318- 329.

Dietrich, W. — Älteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen- Ulm.- Jahrb. f. Miner., Geol. u. Paläont., Beil.- Bd. 19, 1904,S.1- 39.

Dücker, A. — Die Periglazial- Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän.- Gött. Geogr. Abh., 1954, Seite 5- 54.

Eisenhut, E. — Geologische Untersuchungen im Bereich des burdigalen Kliffs zwischen Harthausen und Ingstetten (Schwäb. Alb).- Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., 87. Beil.- Bd., Abt. B, 1942, Seite 397- 458.

Eissele, K. und Schädel, K. — Periglaziale Strukturen auf der Hochfläche der Schwäb. Alb.- Jahresb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., N.F. 39, 1957, Seite 87- 98.

Fezer, Fr. — Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald.- Gött. Geogr. Abh. 14, 1953, Seite 45- 78.

Fezer, Fr. — Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald.- Forsch. z. dt. Landeskunde, 87, 1957, 86 Seiten.

Fischer, H. — Asymmetrische Täler im südwestdeutschen Schichtstufenland; ihre Verbreitung, Entstehung und Abhängigkeit vom eiszeitlichen Klima.- Diss. Tüb. 1957,124 Seiten (mschr.)

Flohn, H. — Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit.- Erdk. 1953, Seite 266- 275.

Fraas, O.	Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern.- 1882, 218 Seiten.
Freising, H.	Löße, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg.- Diss. T.H. Stuttgart 1949, 50 Seiten (mschr.).
Freudenberg, W.	Mure ? oder Moräne ? am Lochenhörnle in der Balinger Alb.- Ber. üb. d. Vers. d. Oberrh. Geol. Ver. 1910, Seite 81- 84.
Freudenberg, W.	Ein Gletscherkar und Firnmulden auf der Schwäbischen Alb.- Bl. d. Schwäb. Albver. 1920, H. 9/10, Seite 97- 100.
Friese, H.	Die Karsthohlformen der Schwäbischen Alb.- Stuttgarter geogr. Studien, Heft 37/38, 1933, 120 Seitem.
Gellert, J.F. und Schüller, A.	Eiszeitböden im Erzgebirge.- Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1929, Seite 444.
Gellert, J.F.	Diluvialer Frostboden in Oberbaden.-Ztschr. d. Dt. Geol. Ges., 1933, Seite 454.
Gradmann, R.	Das Schichtstufenland.- Ztschr. d. Ges. f. Erdk., 1919, Seite 113- 139.
Gradmann, R.	Süddeutschland, Bd.2, 1931, Seite 265-319; Die Schwäbische Alb.
Graul, H.	Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben.- Eiszeitalter und Gegenwart, 1952, Seite 133- 146.
Graul, H.	Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet.- Geologica Bavaria, Nr 18, 1953, Seite 13- 48.
Gripp, K. und Mortensen, H.	War der Boden in den eisfreien Gebieten um das diluviale Inlandeis gefroren?- PM. 1931, Seite 62- 64.
Haug, H. W.	Geologische Untersuchungen auf Blatt Geislingen.- Dipl.-Arbeit T.H. Stuttgart 1956.

Hempel, L. Eiszeitklima und Gesteinsstruktur.- Ihre Bedeutung für die asymmetrischen Talformen im Buntsandstein.- Eiszeitalter und Gegenwart 1958, Seite 49- 60.

Henkel, L. Das Baer'sche Gesetz dennoch richtig.- PM. 1922, Seite 54- 56.

Hennig, E. Geologie von Württenberg.- 1923,383 Seiten.

Hilber, V. Geologische Studien in den ostgalizischen Miozän- Gebieten.- Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 32, 1882, Seite 193-330.

Hilber, V. Asymmetrische Täler.- PM. 1886, Seite 171- 177.

Högbom, B. Über die geologische Bedeutung des Frostes.- Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. Upsala, 1914, Seite 257- 390.

Hölder, H. Erosionsformen am Trauf der Schwäbischen Alb.- Neues Jahrb.f. Geol. u. Paläont., Abh. 97, 1953, Seite 345- 378.

Hövermann, J. Morphologische Untersuchungen im Mittelharz.- Gött. Geogr. Abh., 1949, Seite 5-80.

Hövermann, J. Die Periglazialerscheinungen im Harz.- Gött. Geogr. Abh., 1953, Seite 7- 44.

Hundt, R. Die Eiszeit im Frankenwald.- Zentralblatt f. Miner., etc., 1913, Seite 146- 154.

Huttenlocher, Fr. Sonnen- und Schattenlage. Ihr Klima und ihr Einfluß in den Alpen sowie in Schwaben und Franken.- Erdgesch. u. landeskundl. Abhandlungen aus Schwaben und Franken. Heft 7, 1923, 62 Seiten.

Huttenlocher, Fr. Die Schwäbische Alb.- Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. 2.Lieferung 1955, Seite 151- 165.

Huttenlocher, Fr. Die Oberflächenformen des Oberamts Balingen.- Oberamtsbeschreibung Balingen 1960, Seite 37- 75.(Der Landkreis Balingen).

Hüttner, R. Geologische Untersuchungen im SW- Vorries auf Blatt Neresheim und Wittislingen.- Diss. Tüb. 1958.

Jessen, O. Reliefasymmetrie und Auslage.- PM. 1935, Seite 400- 404 und 433- 436.

Keilhack, K. Über "atektonische Faltung" (Stiche) in der Trias des Harzvorlandes und über einen merkwürdigen Fall des Kakenschlagens.- Ztschr. d. Dt. Geol. Ges., 1931, Seite 184- 189.

Keßler, P. Über eine Schotterablagerung bei Lustnau unweit Tübingen, ein Beitrag zur Kenntnis des eiszeitlichen Klimas.- Zentralblatt für Miner. etc., Abt. B, 1925(a), Seite 65- 70.

Keßler, P. Das eiszeitliche Klima und seine geol.Wirkungen im nichtvereisten Gebiet.- 1925(b), 203 Seiten.

Kiderlen, H. Firnmulden auf der Schwäbischen Alb.- Zentralblatt für Miner. etc., Abt. B, Nr.2, 1932, Seite 132- 138.

Klebelsberg, R. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. 1, 1948.

Klute, Fr. Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit im Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. Geogr. Rundsch. 1949, Seite 81- 89 und 121- 126.

Klute, Fr. Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel- Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit.- Erdk., 1951, Seite 273- 283.

Koken, E. — Gletscherspuren im Bereich der Schwäbischen Alb.- Jahresb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., 1898, Seite 36- 42.

Kraus, E. — Zur Frage der "Stiche".- Ztschr. d. Dt. Geol. Ges., 1931, Seite 448.

Krebs, N. — Talnetzstudien.- Sitzungsberichte d.Preuß. Akademie d. Wiss., Phys.- Math. Kl.,Bd.VI, 1937, Seite 52- 72.

Krüger, H. — Periglaziale Frostverwitterung im Bereich der Borgentreicher Börde.(Zur Entstehung der "Stiche".).- Ztschr. f. Geomorph., 1932, Seite 206- 230.

Lenz, G. — Über pleistozäne Hohlformen um Westerheim-Donnstetten auf der Mittleren Schwäb. Alb.- Unveröffentlichtes Manuskript.

Liedtke, H. — Frostbodenstrukturen aus dem norddeutschen Jungmoränengebiet.- Berliner Geogr. Arbeiten, Beitrag 26, 1957/58, S. 359- 376.

Lösche, H. — Lassen sich die diluvialen Breitenkreise aus klimabedingten, diluvialen Vorzeitformen rekonstruieren?- Archiv der Dt. Seewarte 48. Bd., Nr. 7, Seite 1- 39.

Lösche, H. — Die Talungleichseitigkeit im Erzgebirgsbecken.- Geogr. Anzeiger 1938/4,S.78-81.

Lotze, Fr. — Über Schichtaufbiegungen an Klüften.- Ztschr. d. Dt. Geol. Ges.,1932,S.67- 77.

v.Lozinski, W. — Die periglaziale Fazies der mechan. Verwitterung.- Congr. Geol. Intern., Compte Rendu XI Session 1910; 1912, Bd. II, S. 1039- 1053.

Manz, O. — Die Ur- Aare als Oberlauf und Gestalterin der pliozänen oberen Donau.- Hohenzollerische Jahreshefte, Bd. 1, 1934, Seite 111- 160 und Bd. 2, Seite 187- 227.

Mayer, A. — Geologie und Morphologie der Schwäb. Alb zwischen Laichingen und Blaubeuren.- Diss. Tüb. 1934.

Moravetz, S. — Zur Frage der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung.- Mitt.d. Geogr. Ges. Wien, 1955, Seite 192- 201.

Müller, S. — Landschaft und geologischer Aufbau im nördlichen Härdtsfeld.- Mitt. d. Ver. f. Forstl. Standort- Kartierung Nr.1, 1951, Seite 6- 8.

Müller, S. — Die Waldböden des nördlichen Härdtsfeldes.- Ebenda Seite 8- 12.

Müller, S. — Naßböden auf der verkarsteten Ostalb am nördlichen Riesrand.- Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., Abh. 97, 1953, S. 391- 401.

Müller, S. — Feuersteinlehme und Streuschuttdecken in Ostwürttemberg.- Jahresh. d. Geol. Landesamtes in Baden- Württemberg, Bd. 3, 1958, Seite 241- 263.

Nansen, Fr. — Spitzbergen. 1921 (-Oberflächenformen Seite 107- 140.)

Panzer, W. — Studien zur Oberflächengestaltung des östlichen Taunus.- Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 1923, Seite 1- 48.

Penck, A. — Pseudoglaziale Erscheinungen.- Ztschr.d. Dt. Geol. Ges., 1884, Seite 184- 185.

Penck, A. — Morphologie der Erdoberfläche. 1894, Seite 351- 362.

Penck, A. — Das Klima der Eiszeit.- Verh. 3. intern. Quartär- Konferenz 1938, Seite 83- 97.

Philippson, A. — Grundzüge einer allgemeinen Geographie. II. Bd.,2.Halbband, 1931,Seite 116- 226.

Poser, H. — Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- u. Westeuropa während der Würmeiszeit.- Erdk. 1948, Seite 53- 68.

Poser, H. und Müller, Th. — Studien an den asymmetrischen Tälern des niederbayrischen Hügellandes.- Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, 1951,Math.-Phys. Kl., Jg. 1951, 2b, Biol.-Physil.-Chem.Abt., Seite 1- 32.

Regelmann, C. — Woher stammt die Moräne auf dem Hohenberg bei Denkingen?- Zentralbl. für Miner. etc., 1903, Seite 602- 605.

Riek, G. — Drei jungpaläolithische Stationen am Brukkersberg bei Giengen/Brz.- Veröffentlichung des Staatl. Amtes f. Denkmalpflege, Reihe A, Heft 2, 1957, 70 Seiten.

Roll, A. — Beobachtungen längs der Küste des burdigalen Meeres auf der Schwäb. Alb.- Ztschr.d. Dt. Geol. Ges., 1935, Seite 281- 307.

Rucktäschel, Th. — Ungleichseitigkeit der Täler und Wirkung der vorherrschend westlichen Regenwinde auf die Talformen.- PM. 1889, S.224- 226.

Rühl, A. — Über die ungleichseitige Verbreitung des Löß an den Talhängen.- Ztschr. d. Ges. f. Erdk., 1907, Seite 374- 377.

Salomon, W. — Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen.- Geol. Rundschr., 1917,S. 30- 41.

Sapper, K. — Erdfließen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten.- Geol. Rundschr., 1913, Seite 103- 115.

Schad, J. — Beitrag zur Kenntnis des Rheingletschers. Jahresb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., 1911, Seite 72- 91.

Schaefer, J. Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet.- Geologica Bavarica Nr. 18, 1953, Seite 49- 112.

Schmid, J. Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. 1955, 144 Seiten.

Schönhals, E. Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet.- Eiszeitalter und Gegenwart, 1955, Seite 109- 130.

Schostakowitsch,W.B. Der ewig gefrorene Boden Sibiriens.- Ztschr. d. Ges. f. Erdk., 1927,S.394-427.

Schwinner, R. Reliefasymmetrie und Auslage.Eine Ergänzung zu dem Aufsatz von O. Jessen.- PM., 1936, Seite 266- 268.

v.Smolenski, G. Die Ungleichseitigkeit der meridionalen Flußtäler in Galizien.- PM., 1909, Seite 101- 107.

Soergel, W. Die eiszeitliche Temperatur- Minderung in Mitteleuropa.- Jahresb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., 1942, Seite 59- 100.

Sölch, J. Ungleichseitige Flußgebiete und Talquerschnitte.- PM., 1918, Seite 203- 210 und 249- 255.

Sölch, J. Die Landformung der Steiermark; Grundzüge einer Morphologie, 1928, (S. 69- 76).

Steeger, A. Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein.- Diluv.-geol. Klimaheft der Geol. Rundsch., 1944, Seite 520- 538.

Stiny, J. Hebung und Senkung?- PM., 1924,S.205-209.

Thauer, W. Die asymmetrischen Täler als Phänomen periglazialer Abtragungsvorgänge, erläutert an Beispielen der mittleren Oberpfalz.- Mitt. d. fränk. Geogr. Ges., 1955, Seite 135- 173.

Tietze, E.	Die geognostischen Verhältnisse in der Gegend von Lemberg.- Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 32. Bd., 1882, S.7- 152.
Troll, C.	Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde.- Diluv.-geol. Klimaheft der Geol. Rundsch., 1944, Seite 545- 694.
Troll, C.	Die Formen der Solifluktion und periglazialen Bodenabtragung.- Erdk., 1947, Seite 162- 175.
Troll, C.	Der subnivale und periglaziale Zyklus der Denudation.- Erdk., 1948, Seite 1- 21.
v.Vilovo, St.	Uber das seitliche Rücken der Flüsse.- Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1881, Seite 167- 187.
Wagner, G.	Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbild Süddeutschlands.- Erdgesch. u. landesk. Abh. aus Schwaben und Franken, 1929, 302 Seiten.
Wagner, G.	Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. 2.Aufl. 1950.
Weber, K.H.	Eine Froststruktur im Juraplattenkalk bei Kehlheim.- Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., Abh., Bd.107, H.2, 1959,S.229- 239.
Weippert, D.K.	Der Kalksteinschutt am Trauf der westlichen Schwäbischen Alb.- Ein Beitrag zur Kenntnis der periglazialen Bildungen in Württemberg. Diss. Tüb. 1959.
Wetterdienst,Deutscher	Klima- Atlas von Baden- Württemberg.1953.
Wetzel, R.	Quartärforschung im Lonetal.- Eiszeitalter und Gegenwart, 1954, Seite 106- 141.
Wetzel, R.	Datierungsfragen am Bockstein.- Eiszeitalter und Gegenwart, 1957, Seite 187- 198.

Wilhelmy, H. Das Alter der Schwarzerde.- Erdk., 1950, Seite 5- 35.

Wilhelmy, H. Klimamorphologie der Massengesteine.-1958.

Winkler von Hermaden, A. Das Abbild der jungen Krustenbewegungen im Talnetz des steirischen Tertiärbeckens.- Ztschr. d. Dt. Geol. Ges., 1926, Seite 501- 521.

Wittmann, O. Diluvialprofile mit periglazialen Erscheinungen im Donaugebiet bei Immendingen.- Jahresb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., 1936, Seite 93- 120.

Woldstedt, P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs.-2. Aufl., 1954, 2 Bde.

Woldstedt, P. Eine neue Kurve der Würmeiszeit.- Eiszeitalter und Gegenwart, 1958, Seite 151-154.

Zimmermann, E. Gesetzmäßige Einseitigkeit von Talböschungen.- Ztschr. d. Dt. Geol. Ges., 1894, Seite 493- 500.

Nachtrag zum Literatur- Verzeichnis.

Heller, W. Untersuchungen zur Morphologie der Mittleren Alb.- (mschr. Zulassungsarbeit) Geogr. Inst. Tübingen 1957.

Weidenbach, F. Die Bedeutung der Eiszeit für unsere Böden.- Wasser und Boden. 3. Jahrg., 1951, Seite 246- 248.

Benutzte Karten:

Außer den amtlichen Kartenwerken und deren Beschreibungen wurden folgende nicht veröffentlichten Karten benutzt:

Geologische Karten 1: 25 000 Blatt Ebingen
Blatt Meßstetten
Blatt Winterlingen

Diese Karten wurden im Auftrag der französischen Besatzungsmacht 1946/47 von Dr. K. Lemcke aufgenommen.
(Originalaufnahmen im Geol. Inst. der Universität Tübingen).

L e b e n s l a u f

Am 5. März 1936 wurde ich, Werner, Dieter, Helmut Wolff, als 3. Kind des Oberlehrers Ernst Wolff und dessen Ehefrau Hedwig, geb. Striemann, in Heidenheim/Brenz geboren. Ich bin evangelischen Bekenntnisses. Seit 1938 bin ich in Balingen wohnhaft, wo ich von 1942 bis 1946 die Grundschule und anschließend bis 1952 das Progymnasium besuchte. Darauf trat ich in das Gymnasium Ebingen über, wo ich im Frühjahr 1955 die Reifeprüfung ablegte. Ab Sommer- Semester 1955 studierte ich in Tübingen die Fächer Geographie, Geologie, Chemie und Physik. Während der ersten drei Studienjahre arbeitete ich in den Semesterferien im metellurgisch- chemischen Labor der Firma Groz- Beckert in Ebingen. Im Frühjahr 1958 bestand ich das Philosophikum. In den Sommermonaten 1959 und 1960 erfolgte die Geländearbeit für meine Zulassungsarbeit und meine Dissertation. Im Sommer/Herbst 1961 legte ich das Staatsexamen für das Lehramt an Höheren Schulen in den Fächern Geographie, Chemie und Physik ab.

Meine akademischen Lehrer waren folgende Herren Professoren und Dozenten: in Geographie: Graul, Huttenlocher, Leidlmair, Lautensach, Meckelein, Schröder, Schwalm, Wilhelmy, v.Wißmann, in Geologie: Schindewolf, Schönenberg, Seibold, Wagner, in Chemie: Hellmann, E. Müller, Rüdorff, Wittig und in Physik: Braunbek, Kossel, Krüger, Möllenstedt und Mühleisen.

Gesamtherstellung: DIE REPROGRAFIE · Karl Mayer KG.
Stuttgart N Friedrichstraße 45